



**Étude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie.
Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais.**

Matthieu Nicolas

► **To cite this version:**

Matthieu Nicolas. Étude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais.. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2010. Français. NNT : . tel-00480779

HAL Id: tel-00480779

<https://theses.hal.science/tel-00480779>

Submitted on 4 May 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ DE GRENOBLE

n° attribué par la bibliothèque

/ / / / / / / / / / / / /

THESE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Grenoble

spécialité « Terre, Univers, Environnement »

préparée au

Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement

dans le cadre de l'Ecole Doctorale « Terre, Univers, Environnement »

présentée et soutenue publiquement par

Matthieu NICOLAS

Étude expérimentale et numérique du ruissellement de
surface : effets des variations d'intensité de la pluie.
Application à une parcelle de vigne en
Cévennes-Vivarais.

Thèse soutenue le 4 février 2010 devant le jury composé de :

M.	Laurent CHARLET	PR UJF, LGIT Grenoble	Président
M.	Yves LE BISSONNAIS	DR INRA, LISAH Montpellier	Rapporteur
M.	Olivier RIBOLZI	CR IRD, LMTG Toulouse	Rapporteur
M ^{me}	Isabelle BRAUD	DR CNRS, CEMAGREF Lyon	Examinatrice
M.	Michel ESTEVES	DR IRD, LTHE Grenoble	Directeur de thèse
M.	Jean-Pierre VANDERVAERE	MCF UJF, LTHE Grenoble	Directeur de thèse

« Je dirai doncques librement, qu'ayant souvent et soigneusement leu les livres d'Agriculture, tant anciens que modernes, et par expérience observé quelques choses qui ne l'ont encore esté, que je sache, il m'a semblé estre de mon devoir, de les communiquer au public, pour contribuer, selon moi au vivre des hommes. C'est ce qui m'a fait escrire. Je ne proteste pas que mes amis m'y aient poulsé contre ma volonté, ni qu'à mes heures perdues j'y aye travaillé : mais je di, que gayement j'ai tasché de représenter ceste belle science le mieux que j'ai peu ; y employant tout mon loisir, sans y rien obmettre de tout ce que j'ai estimé pouvoir servir à l'avancement de ce mien dessein ; tant pour son propre mérite que pour le respect du public. »

Olivier de Serres (1600)

Remerciements

Le chemin de la thèse est sinueux, parfois tortueux. Il commence doucement, avec la faible pente de la vallée, par la contemplation du sommet, notre objectif. Une grimpeuse (**merci à Gaëlle**) nous accompagne pour un bout de chemin. Finalement, pas à pas, on avance sans y prendre garde.

Au premier arrêt, quand toute la face s'offre à nous, on devine à l'aide du topo (ah la biblio!) le trajet menant au sommet dans cet amas de roches. Le chemin est peu ou pas balisé (c'est ça la recherche!). Les conseils avisés des guides (**merci à Jean-Pierre et Michel**) sont notre seul repère quand, en fond de vallée, plusieurs itinéraires s'ouvrent à nous.

Les premières difficultés s'esquissent et une petite pensée nous vient alors pour les as du matériel qui nous ont aidé à tout préparer (**merci à Bernard, Catherine, Fred, Jean-Marc, Jean-Marie, Jean-Paul, Lucas, Romain**) et pour nos sponsors (**merci à Guy, Sandrine et à l'OHMCV**).

A mi-parcours, nous reposant sur une vire, on admire au loin d'autres cordées, parties plus tôt, atteignant leur sommet (**merci à Anne-So, Céline, Oké, Oliv', Vincent**). La dernière difficulté semble infranchissable et interminable plus le sommet se rapproche. Et puis enfin, la libération (le rendu du manuscrit)!

De retour, les villageois (**merci à Jacques, Jean-Marc, Patrice, Roger, Sylvain pour leur accueil au Pradel**) nous accueillent chaleureusement. Tout en sirotant une bière fraîche avec les cordées revenant d'autres cîmes (**merci à Adrien, Cédric, Johan, Renaud**) et les accompagnateurs en montagne (**merci à Laurent**), on se raconte nos galères et notre fierté d'avoir réussi.

Le soir, un diaporama relatant nos exploits est exposé devant **toute la famille** (merci d'être venu) et devant d'autres guides (**merci à tous les membres du jury**). Puis, on retrouve, heureux, celle qui nous a toujours soutenu (**merci à Mélanie**).

Table des matières

INTRODUCTION

Contexte	3
Problématique	3
Organisation du mémoire	5

I GÉNÉRALITÉS

1 Etat des connaissances	9
Introduction	9
1.1 Le sol	9
1.1.1 Généralités	9
1.1.2 Grandeurs caractéristiques	10
1.2 Les écoulements et leurs modélisations	11
1.2.1 L'infiltration	14
1.2.2 Le ruissellement	16
1.3 Influence des facteurs de contrôle sur le ruissellement	19
1.3.1 Effet de la teneur en eau initiale	19
1.3.2 Effet de la pente	19
1.3.3 Effet de la microtopographie	20
1.3.4 Effet de l'encroûtement	20
1.3.5 Effet de la végétation	21
1.3.6 Effet de la dynamique de la pluie	22
1.3.7 Effet de la longueur de versant	23
Conclusion	26

2	Le site du Pradel	27
	Introduction	27
2.1	Le site	27
2.1.1	Localisation	27
2.1.2	Domaine Olivier de Serres	29
2.1.3	Géologie	30
2.1.4	Climat	30
2.2	Le dispositif expérimental	31
2.2.1	Les caractéristiques du sol	31
2.2.2	Les parcelles	34
2.2.3	Les gouttières	34
	Conclusion	37

II EXPÉRIMENTATION

3	Les simulations de pluies au Pradel	41
	Introduction	41
3.1	Matériel et méthodes	41
3.1.1	Le simulateur de pluie	41
3.1.2	La mesure du ruissellement	45
3.1.3	La mesure de la pluie	45
3.1.4	La mesure de la teneur en eau	46
3.1.5	Les protocoles expérimentaux	47
3.2	Résultats et discussion	53
3.2.1	La teneur en eau	53
3.2.2	Les temps d'apparition du ruissellement	55
3.2.3	La détention récupérable	56
3.2.4	L'influence de la longueur de versant sur le ruissellement	56
3.2.5	L'influence de l'intensité de pluie sur l'infiltration	59
3.2.6	L'influence de la dynamique de la pluie sur le ruissellement	59
	Conclusion	65
4	Les pluies naturelles	67
	Introduction	67
4.1	Matériel et méthodes	67
4.1.1	Les parcelles	67
4.1.2	La mesure de la pluie	67
4.1.3	La mesure du ruissellement	68
4.1.4	La centrale d'acquisition	69
4.1.5	Les données	69

4.2	Résultats et discussion	71
4.2.1	Saison hydrologique 2008-2009	71
4.2.2	Initiation du ruissellement	74
4.2.3	Transfert du ruissellement	74
4.2.4	Influence du couvert	76
4.2.5	Influence de la longueur de versant sur le ruissellement	79
4.2.6	Influence des caractéristiques de la pluie	80
	Conclusion	81
5	La simulation en laboratoire	85
	Introduction	85
5.1	Matériel et méthodes	85
5.1.1	Le milieu poreux artificiel reproductible	85
5.1.2	Le simulateur de pluie	90
5.1.3	La cuve de ruissellement	92
5.1.4	Mesure de la teneur en eau	93
5.1.5	Protocoles expérimentaux	93
5.2	Résultats et discussion	99
5.2.1	Evolution de la teneur en eau	99
5.2.2	Reproductibilité	101
5.2.3	Influence de la disposition	101
5.2.4	Influence de la microtopographie	106
5.2.5	Influence de la pente	106
5.2.6	Influence de l'intensité de pluie	108
5.2.7	Cas de l'expérience n°3	112
	Conclusion	113

III MODÉLISATION

6	PSEM 2D	119
	Introduction	119
6.1	Le modèle	119
6.1.1	Principe du modèle	119
6.1.2	Utilisation du modèle	120
6.2	Résultats et discussion	121
6.2.1	Effet de la microtopographie sur le ruissellement	121
6.2.2	Effet de la longueur de versant sur le ruissellement	121
6.2.3	Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration	124
6.2.4	Effet de la répartition de la conductivité hydraulique	124
6.2.5	Comparaison aux données expérimentales	127

Conclusion	127
7 Modèle cuvette	131
Introduction	131
7.1 Le modèle	131
7.1.1 Principe du modèle	131
7.1.2 Equations utilisées	132
7.2 Résultats et discussion	134
7.2.1 Sensibilité des paramètres	134
7.2.2 Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration	136
7.2.3 Effet de la longueur de versant sur le ruissellement	138
7.2.4 Déficit de ruissellement par intermittence (DRi)	139
7.2.5 Comparaison aux données expérimentales	142
Conclusion	148

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Conclusion générale	151
Effet des variations d'intensité de pluie	151
Effet de longueur sur le ruissellement	152
Perspectives	153
Liste des symboles	157
Liste des figures	161
Liste des tableaux	163
Bibliographie	173

ANNEXES

A Simulations de pluie au Pradel	177
B Résultats des pluies naturelles	187
C Simulations de pluie en laboratoires	207

Introduction

Contexte

Le Sud-Est de la France, et en particulier la région Cévennes-Vivarais, sont soumis à des événements hydrologiques extrêmes appelés crues-éclair. Ces crues se caractérisent par des précipitations importantes en cumul et en intensité, et souvent très localisées, provoquant l'augmentation rapide du débit des cours d'eau. La rapidité de formation des crues et leur ampleur constituent un risque majeur pour les populations en zones inondables. L'impact socio-économiques des crues-éclair est ainsi très élevé, comme en témoignent les événements de Nîmes en octobre 1988 (9 victimes, 625 M€), de Vaison la Romaine en septembre 1992 (46 victimes, 460 M€) ou du Gard en septembre 2002 (23 victimes, 1200 M€).

Suite à ces événements intenses, l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais (OHMCV) a été lancé en 2000 et labellisé comme Observatoire de Recherche en Environnement en 2002. Il s'appuie sur trois stratégies d'observation principales (Delrieu, 2003; Delrieu *et al.*, 2005) : une observation locale de l'hydro-météorologie sur la région Cévennes-Vivarais, une observation globale par la réalisation de retours d'expériences hydrologiques et socio-économiques sur la côte méditerranéenne de l'Europe de l'Ouest et une observation historique par la caractérisation probabiliste des extrêmes hydro-météorologiques à partir des archives.

En complément de ces missions d'observation, l'OHMCV porte des projets de recherche qui touchent l'ensemble des domaines scientifiques concernant les crues-éclair : ces projets vont de l'étude des systèmes de convection en zone de relief à l'adaptation sociale aux crues-éclair en passant par la genèse de ces crues dans les Cévennes.

La rapidité des réponses des bassins versants est généralement expliquée par la formation de ruissellement à la surface du sol dont le temps de transfert, de l'ordre de l'heure, est souvent inférieur au temps de transfert des nappes (Blöschl et Sivapalan, 1995). La compréhension des phénomènes régissant le ruissellement est donc un élément clé de l'amélioration de la prévision des crues-éclair. Cette thèse s'inscrit donc dans le cadre des activités de recherche de l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais et vise plus particulièrement à améliorer notre connaissance des effets des variations de l'intensité de la pluie et de la longueur de versant sur la production du ruissellement à la surface du sol.

Problématique

Effet de longueur

Le changement d'échelle, et en particulier le passage du versant au bassin versant, est à la fois un des enjeux et une des difficultés majeurs de l'hydrologie. Les modèles hydrologiques travaillent à l'échelle du bassin versant ($>1 \text{ km}^2$). Dans l'objectif de la prévision des crues en particulier, cette échelle est la plus pertinente car c'est l'échelle qui permet d'avoir des conditions limites assez claires (lignes de partage des eaux) d'une part et l'échelle des risques matériels et humains d'autre part. Cependant, les mesures d'infiltration et de ruissellement s'effectuent à des échelles locales (c'est-à-dire de l'ordre du m^2), essentiellement pour des raisons techniques. Pour pouvoir intégrer ces mesures dans les modèles, il est donc nécessaire de mieux comprendre les

effets dus aux changements d'échelle.

De nombreuses études ont porté sur ces effets d'échelle sur le ruissellement sous pluies naturelles. Par exemple, van de Giesen *et al.* (2000) ont observé, sur des parcelles en Afrique de l'Ouest, que la lame d'eau ruisselée pour chaque évènement pour des parcelles de 12 m de long était plus faible que pour des parcelles 10 fois plus petites. A l'échelle du bassin versant, la méthode CRUPEDIX prend en compte la superficie du bassin avec une puissance inférieure à 1 pour calculer un débit instantané de crue de fréquence décennale (CTGREF, 1980).

Il est communément admis que le ruissellement par unité d'aire diminue avec la longueur de versant collecté. Le phénomène invoqué pour expliquer ce phénomène est la ré-infiltration : l'eau ruisselante venant du haut de la parcelle doit, pour arriver à l'exutoire, parcourir un chemin plus long que l'eau venant du bas de la parcelle et donc à plus de "chance" de rencontrer une zone ayant une capacité d'infiltration plus importante. De plus, la pluie a plus de "chance" de s'arrêter avant que l'eau, partant du haut du versant, n'arrive à l'exutoire pour les versants les plus longs, ce qui génère également de la ré-infiltration. L'infiltration globale de la parcelle est donc, selon cette idée, statistiquement plus importante pour une parcelle plus longue.

Des mesures ont ainsi été faites sous pluies naturelles sur le terrain, sous pluies simulées en laboratoire mais rarement sous pluies simulées sur le terrain. Un simulateur de pluie permettant d'arroser un interrang de vigne pour plusieurs longueurs de versant a été construit au laboratoire dans cet objectif et dans le cadre de notre travail. Ces expérimentations sous pluies simulées in-situ seront complétées par des mesures de ruissellement sous pluies naturelles.

Dynamique des pluies

La plupart des données pluviométriques disponibles sont au pas de temps journalier ou horaire. Or, les pluies peuvent avoir des dynamiques très différentes pour des évènements de cumul équivalent (voir Fig.1). Les conséquences sur le ruissellement risquent donc d'être complètement différentes selon les évènements. Cependant, peu d'études expérimentales ont tenté de quantifier l'importance de la dynamique des pluies sur le ruissellement. Comment réagit un sol à la dynamique de la pluie ? Quelle est la précision nécessaire sur la dynamique des pluies pour prédire correctement un hydrogramme, ou même seulement un coefficient de ruissellement, à l'échelle de la parcelle ?

A l'échelle de la parcelle, de nombreux auteurs observent une augmentation de l'infiltration en régime permanent avec l'intensité de pluie. L'hétérogénéité de la conductivité hydraulique est souvent avancée pour expliquer ce phénomène. L'inondation de zones plus infiltrantes, situées sur les hauteurs de la microtopographie, est également présentée comme une explication possible à cet effet.

Stomph *et al.* (2002) ont montré l'importance de la dynamique des pluies sur l'effet de longueur, i.e. la non-proportionnalité du volume de ruissellement collecté avec la longueur de versant ou encore la diminution du ruissellement par unité d'aire avec cette longueur. Ils n'observent pas d'effet de longueur en régime permanent en laboratoire sous pluies simulées mais celui-ci est clairement observable sur les régimes transitoires. Est-ce que la dynamique des pluies est responsable de l'effet de longueur ?

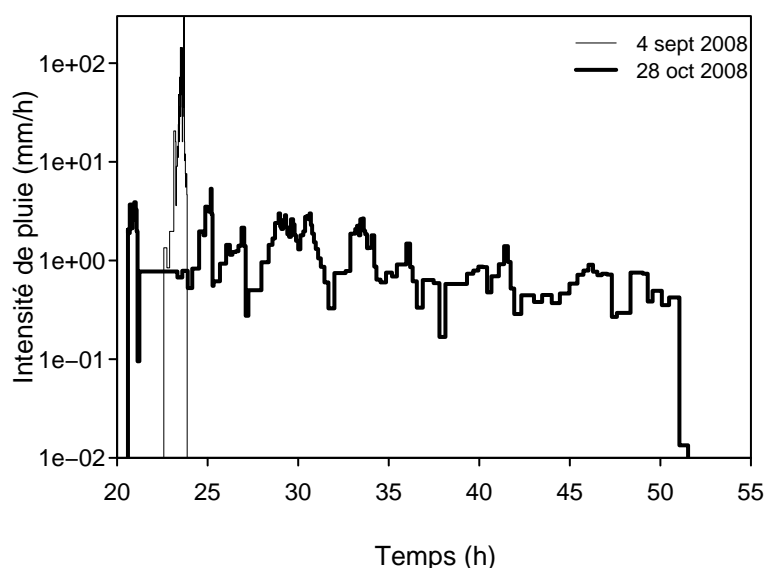


FIGURE 1 – Deux évènements de cumul identique mais de dynamiques différentes.

En utilisant des pluies simulées nous tenteront de quantifier l'influence de cette dynamique des pluies sur le ruissellement en comparant des pluies continues et des pluies intermittentes. La modélisation nous servira à vérifier les hypothèses expliquant, en particulier, l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et l'effet de longueur.

Organisation du mémoire

Cette thèse vise donc, à travers une approche transversale, à cerner différents phénomènes impliqués dans la genèse du ruissellement et, plus spécifiquement, l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et avec la longueur de versant. Elle est transversale de par l'emploi de l'expérimentation, aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire, et de la modélisation, à la fois à base physique et conceptuelle, pour améliorer la compréhension de la formation du ruissellement à l'échelle de la parcelle.

Dans un premier temps, un état de l'art des connaissances sur l'infiltration et le ruissellement à l'échelle de la parcelle sera présenté en s'intéressant en particulier aux effets des facteurs de contrôle (microtopographie, végétation, précipitation, etc...) sur le ruissellement (chapitre 1). Ce chapitre sera suivi d'une présentation du site d'étude (chapitre 2) : le domaine Olivier de Serres, ou domaine du Pradel, sur la commune de Mirabel (Ardèche). Une parcelle de vigne cultivée sur ce domaine a permis de mener à bien des expérimentations sous pluies simulées et sous pluies naturelles.

Les expérimentations sous pluies simulées, présentées au chapitre 3, consisteront à évaluer l'effet de la longueur de versant ainsi que l'effet de la dynamique des pluies sur le ruissellement. Ces observations seront ensuite comparées aux mesures de ruissellement sous pluies naturelles (chapitre 4). Les expériences sur le terrain seront complétées d'expériences en laboratoire (chapitre 5) effectuées à l'aide d'un milieu poreux artificiel reproductible constitué de briques de

céramique. Les observations en laboratoire permettront de mieux comprendre les phénomènes observés au Pradel.

Enfin, les hypothèses émises pour expliquer l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement et l'augmentation de l'infiltration en régime permanent seront confrontées à la modélisation. Le modèle PSEM_2D (Plot Soil Erosion Model 2D, Esteves *et al.* (2000)) sera utilisé pour explorer l'effet de la répartition de la conductivité sur le ruissellement et sur l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie (chapitre 6). Ensuite, la création d'un modèle conceptuel, constitué de cuvettes avec un profil triangulaire se déversant les unes dans les autres, permettra d'examiner la capacité d'une conductivité augmentant avec la hauteur de la microtopographie à reproduire l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie (chapitre 7).

Première partie

Généralités

Chapitre 1

Etat des connaissances

Introduction

Ce chapitre vise dans un premier temps à rappeler les notions de base de la physique du sol et des processus hydrologiques à l'échelle de la parcelle (quelques m^2). Dans un second temps, un état de l'art des connaissances sur le ruissellement à cette échelle sera présenté.

1.1 Le sol

1.1.1 Généralités

La physique du sol décompose le sol en trois phases distinctes (Fig. 1.1) : le solide, l'eau liquide et l'air (Calvet, 2003, Chap. 1). Le solide est constitué de grains, d'agglomérats et de mottes (*ibid.*, Chap.4). Selon le degré de compaction du sol, la présence de végétaux, d'animaux, de fissures, le sol sera plus ou moins poreux, c'est-à-dire que la phase solide occupera un volume plus ou moins grand d'un volume de sol donné (*ibid.*). L'ensemble des pores est appelé vide et la porosité (notée n) correspond au pourcentage volumique de vide par rapport au volume total de sol.

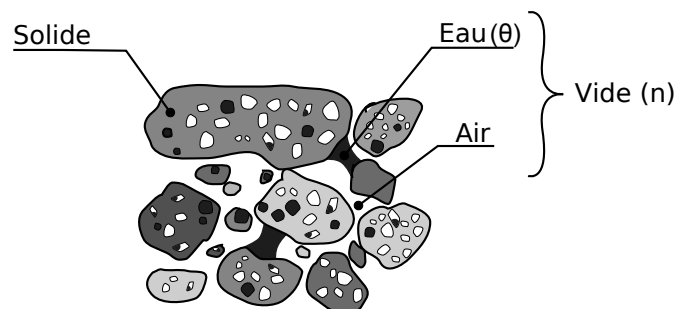


FIGURE 1.1 – Phases du sol

L'eau se trouve présente dans les pores du sol qui peuvent être aussi bien de la macroporosité (tunnel de lombric, passages de racine, ...) que de la microporosité (*ibid.*). On désigne classiquement le pourcentage volumique d'eau liquide présente dans le sol par la teneur en eau (notée $\theta < n$). Le reste du volume des pores est rempli par l'air. Dans le cas d'une saturation

du sol, il n'y a plus d'air dans le sol (excepté des pores inaccessibles à l'eau) et la quasi-totalité des pores sont donc remplis d'eau. La teneur en eau à saturation (θ_S) est dans ce cas proche de la porosité.

Pour permettre une comparaison simple des sols entre eux, les pédologues utilisent généralement une classification basée sur la taille des grains présents dans le sol qui est constituée de 4 classes (Pansu et Gautheyrou, 2003, p.16) : argile, limon, sable et gravier (voir Fig.1.2). La texture du sol est ainsi déterminée selon le pourcentage de chaque classe. Cependant, cette classification ne prend pas en compte la structure du sol ; la présence de chemins préférentiels d'écoulement (par exemple le long des racines) peut changer d'un ou plusieurs ordres de grandeur la capacité d'infiltration d'un sol (Beven et Germann, 1982) .

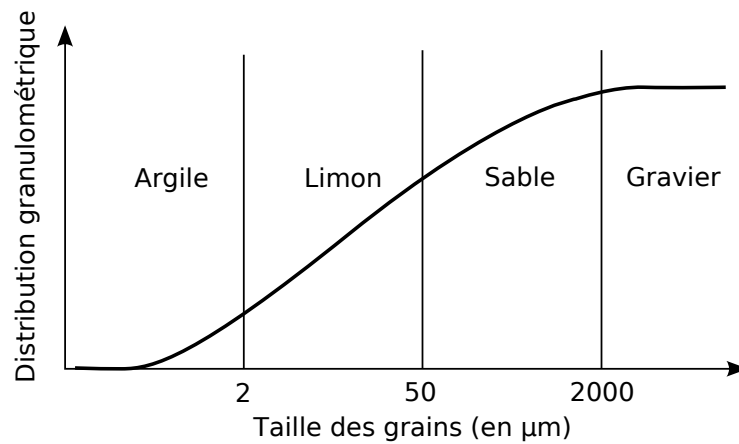


FIGURE 1.2 – Classes granulométriques selon l'United States Department of Agriculture.

1.1.2 Grandeurs caractéristiques

La pression (P) de l'eau dans le sol est exprimée en hydrologie par une différence de pression avec l'atmosphère (P_{atm}) exprimée en hauteur d'eau. Cette hauteur d'eau (notée h) est appelée pression matricielle dans les sols (Eq.1.1).

$$h = \frac{P - P_{atm}}{\rho g} \quad (1.1)$$

où g correspond à la gravité (9.81 m.s^{-2}) et ρ à la masse volumique de l'eau (1000 kg.m^{-3}). On définit également la succion qui est l'opposé de la pression matricielle ($\Psi = -h$). Dans un sol non saturé, la pression matricielle est négative ; l'eau du sol est en succion. Dans un sol saturé la pression est positive.¹

Il existe une relation entre la pression de l'eau dans le sol et la teneur en eau : c'est la courbe de rétention. Plus la teneur en eau est forte, plus la pression de l'eau dans le sol sera forte. Cette relation est fortement hystérétique (Musy et Soutter, 1991, Chap. 3), c'est-à-dire que la courbe n'est pas la même dans une phase d'imbibition (apport d'eau) que dans une phase de

1. Les franges capillaires, zones situées entre la nappe et la zone non saturée, font exception à cette règle car la succion y est positive mais inférieure à la succion nécessaire pour désaturer le milieu.

drainage (évaporation ou infiltration vers la nappe). Mualem (1976) et Van Genuchten (1980) ont proposé une équation modélisant la courbe de rétention (Eqn. 1.2). Les paramètres seront donc différents si l'hystérésis est pris en compte.

$$\theta(h) = \theta_R + (\theta_S - \theta_R) \cdot \left(1 + \left(\frac{h}{h_e}\right)^n\right)^{-m} \quad \text{avec } m = 1 - \frac{1}{n} \quad (1.2)$$

où θ_R est la teneur en eau résiduelle, h_e est la pression d'entrée d'air et n un paramètre de forme.

Les transferts d'eau dans les sols sont essentiellement dus à deux types de force : la gravité et la force capillaire (Musy et Soutter, 1991, Chap. 3). Cette dernière est due à une différence de pression d'eau dans le sol : à altitudes égales, l'eau se déplace des zones ayant la pression la plus forte vers les zones ayant la pression la plus faible sous l'action de la capillarité. A pressions égales, l'eau se déplace des zones les plus hautes vers les zones les plus basses sous l'effet de la gravité.

La charge hydraulique (notée H) est une grandeur physique exprimant l'énergie que possède une particule d'eau. Elle regroupe ces deux termes de gravité et de capillarité. Si on oriente l'axe vertical (z) vers le bas, la charge hydraulique s'écrit (*ibid.*) :

$$H = h - z \quad (1.3)$$

Donc, toute différence de charge entre deux points provoque un transfert d'eau du point dont la charge est la plus forte vers le point dont la charge est la plus faible. La loi de Darcy généralisée pour un sol homogène (Eq. 1.4) traduit ce transfert d'eau : le débit d'eau volumique par unité de surface (noté \vec{q}) est proportionnel au gradient de charge et le coefficient de proportionnalité est la conductivité hydraulique du sol (noté K) qui dépend de la teneur en eau. La conductivité hydraulique traduit la capacité d'un sol à faire transiter l'eau sous l'effet d'un gradient de charge donné.

$$\vec{q} = -K(\theta) \cdot \overrightarrow{\text{grad}}(H) \quad (1.4)$$

En projetant l'équation de Darcy (Eq. 1.4) sur l'axe vertical (direction dominante de l'écoulement en zone non saturé) et avec l'équation 1.3, on obtient l'équation suivante :

$$q = -K(\theta) \cdot \left(\frac{dh}{dz} - 1\right) \quad (1.5)$$

1.2 Les écoulements et leurs modélisations

Le bassin versant est le lieu de nombreux échanges d'eau soit sous forme vapeur soit sous forme liquide (Fig.1.3). Les précipitations sur un bassin versant constituent l'essentiel des apports en eau. De ces précipitations, différentes parties vont :

- s'infiltrer dans le sol,
- ruisseler à la surface du sol,
- être interceptée par la végétation,

- tomber directement dans les rivières ou les lacs.

L'eau infiltrée va rejoindre ensuite la nappe, s'écouler en sub-surface, s'évaporer ou être transpirée par les plantes. L'eau interceptée par les plantes, quant à elle, va soit directement s'évaporer soit s'infiltrer dans le sol.

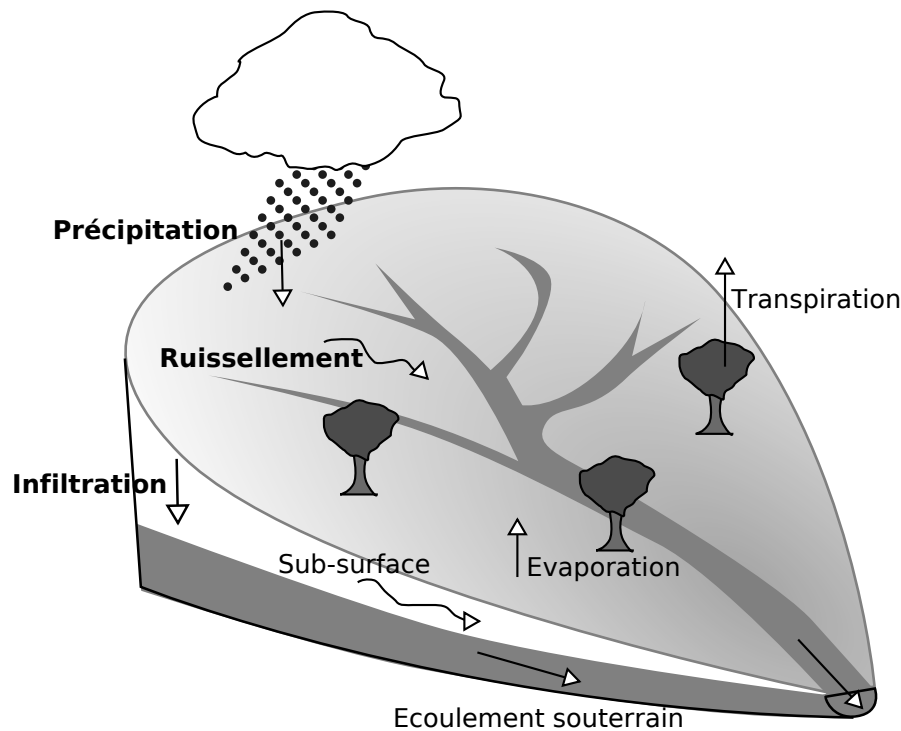


FIGURE 1.3 – Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. D'après Musy et Gigy (2004).

A l'échelle de la petite parcelle (quelques m^2) et de l'évènement (quelques heures), on peut considérer que les écoulements dominants sont l'infiltration et le ruissellement (Fig. 1.4). En général, l'évapo-transpiration est un phénomène se déroulant tout au long de l'année contrairement aux précipitations ayant un caractère événementiel et donc sur quelques heures, l'évapo-transpiration devient négligeable.

L'interception à ces échelles implique essentiellement un temps de retard dans la réponse du sol car le couvert stocke de l'eau. L'interception dépend essentiellement du couvert végétal et de la dynamique de la pluie. Une pluie discontinue provoquera une interception plus importante qu'une pluie continue de même durée et de même volume (Musy et Gigy, 2004, § 5.4.1). L'interception peut être importante sous un couvert arbustif mais sous un couvert herbeux, ce stockage reste négligeable pour des précipitations importantes (*ibid.*, Chap.5). Seuls l'infiltration et le ruissellement seront donc étudiés par la suite.

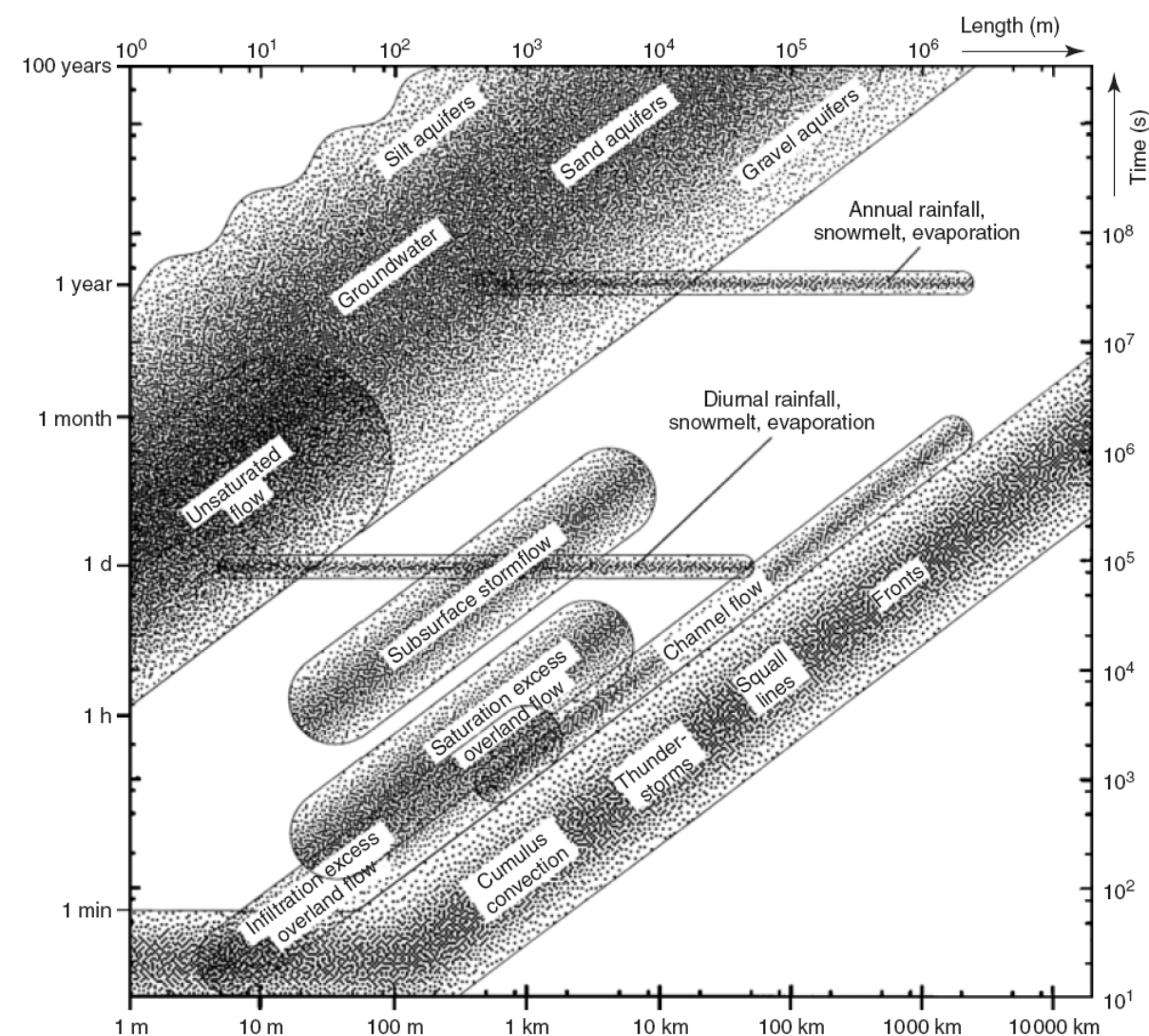


FIGURE 1.4 – Échelles spatio-temporelles des différents processus hydrologiques. D'après Blöschl et Sivapalan (1995).

1.2.1 L'infiltration

Généralités

L'infiltration de l'eau dans le sol correspond aux transferts d'eau dans les couches superficielles du sol à la suite de précipitations ou d'inondation sur la zone considérée. L'eau se propage depuis la surface vers la profondeur sous l'action des forces de gravité et de capillarité (par ex. Vandervaere *et al.* (2000) et Musy et Gigy (2004)). Dans le cas de précipitations sur un sol sec, la force capillaire prédomine au début car la différence de pression d'eau est très importante entre la surface et les premiers centimètres de sol. Puis au fur et à mesure, le sol se sature, et donc cette force diminue, et la gravité devient alors prédominante (Eq. 1.5).

L'infiltration dépend en particulier de la texture (granulométrie) et de la structure du sol. Par exemple, la présence de macropores peut modifier la conductivité hydraulique d'un sol de plusieurs ordres de grandeur même s'ils ne représentent qu'une petite partie de la porosité des sols (Beven et Germann, 1982).

L'infiltration (notée i) est définie comme la variation de la lame d'eau infiltrée (notée I) au cours du temps (Eq.1.6). De nombreux modèles ont été mis au point afin de prédire l'infiltration de l'eau dans les sols. Musy et Gigy (2004) ont résumé les principales fonctions utilisées dans ces modèles (Tab. 1.1).

$$i(t) = \frac{dI}{dt} \quad (1.6)$$

Modèle physique

En combinant l'équation de Darcy et l'équation de continuité (Eq.1.7), Richards (1931) a formulé l'équation générale décrivant l'infiltration dans le temps en tout point de l'espace. L'équation 1.8 correspond à l'équation de Richards projetée sur l'axe vertical (Oz) qui est la direction dominante de l'écoulement en zone non saturée.

$$\text{div}(q) = -\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (1.7)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \right] \quad (1.8)$$

Modèles empiriques

Le modèle empirique le plus simple est sûrement de considérer le sol comme un réservoir pouvant contenir un volume d'eau maximal fixe ; le ruissellement apparaissant lorsque le réservoir est plein. C'est ce que propose par exemple Dooge (Tab. 1.1). Cependant, il existe des modèles empiriques plus évolués. Le plus utilisé est sans doute le modèle de Horton avec une décroissance exponentielle en fonction du temps de l'infiltration. L'inconvénient majeur des modèles empiriques reste l'absence de sens physique clair des différents paramètres et leur dépendance intrinsèque à chaque événement.

Auteur	Fonction	Légende
Horton	$i(t) = i_f + (i_0 - i_f) \cdot e^{-\gamma t}$	i_0 : capacité d'infiltration initiale [cm/s] i_f : capacité d'infiltration finale [cm/s] γ : constante fonction de la nature du sol [min^{-1}]
Kostiakov	$i(t) = i_0 \cdot t^{-\alpha}$	α : paramètre fonction des conditions du sol
Dvorak-Mezencev	$i(t) = i_0 + (i_1 - i_0) \cdot t^{-b}$	i_1 : capacité d'infiltration au temps $t=1$ min [cm/s] b : constante
Holtan	$i(t) = i_f + c \cdot w((IMD) - F)^n$	c : facteur variant de 0,25 à 0,8 w : facteur d'échelle de l'équation de Holtan n : exposant expérimental proche de 1,4
Philip	$i(t) = \frac{S}{2\sqrt{t}} + A$	S : sorptivité [$\text{cm.s}^{-1/2}$] A : composante gravitaire fonction de la conductivité hydraulique à saturation [cm/s]
Dooge	$i(t) = a(F_{max} - F_t)$	a : constante F_{max} : capacité de rétention maximale F_t : teneur en eau au temps t
Green et Ampt	$i(t) = K_S \left(1 + \frac{h_0 - h_f}{z_f(t)}\right)$	K_S : conductivité hydraulique à saturation [mm/h] h_0 : charge de pression en surface [mm] h_f : charge de pression au front d'humidification [mm] z_f : profondeur atteinte par le front d'humidification [mm]

TABLEAU 1.1 – Principales fonctions utilisées pour modéliser l'infiltration en fonction du temps ($i(t)$). D'après Musy et Gigy (2004).

Modèles à base physique

Green et Ampt (1911) ont modélisé l'infiltration sous charge pour un sol homogène avec une teneur en eau initiale uniforme. Un front d'infiltration sépare clairement, selon le modèle, une zone au-dessus de ce front qui est à la teneur en eau à saturation (θ_S) et une zone en-dessous qui est à la teneur en eau initiale (θ_i). La pression capillaire au niveau du front (h_F) est souvent assimilée à la pression moyenne pondérée par la conductivité hydraulique du sol. Elle est dépendante du sol et des conditions initiales mais indépendante de la profondeur et du temps.

En appliquant la loi de Darcy entre la surface et ce front d'infiltration, on obtient l'équation 1.9 où z_F est la profondeur du front d'infiltration. L'équation 1.10 montre que z_F correspond à la lame d'eau infiltrée (notée I) divisé par la différence de teneur en eau ($\Delta\theta = \theta_S - \theta_i$), c'est-à-dire que l'on suppose que l'eau infiltrée remplit toute la porosité jusqu'à la profondeur z_F .

$$q = -K_S \cdot \frac{h_F - z_F - h_0}{z_F} \quad (1.9)$$

$$z_F = \frac{I}{\Delta\theta} \quad (1.10)$$

L'équation de Green et Ampt (1911) est valable sous charge mais peut être généralisée sous flux continu en considérant que :

- si la conductivité à saturation est supérieure au flux, l'infiltration est égale au flux
- si la conductivité à saturation est inférieure au flux, l'infiltration est égale au flux tant que la capacité d'infiltration du sol est supérieure au flux, puis est égale à la capacité d'infiltration.

Dans le cas d'une pluie continue d'intensité constante (i_p), la profondeur du front devient :

$$z_F = \frac{i_p \cdot t}{\Delta\theta} \quad (1.11)$$

D'autres modèles à base physique sont issus d'une simplification de l'équation de Richards (Philip, 1957; Mein et Larson, 1973; Smith *et al.*, 1993; Corradini *et al.*, 1994). Le modèle le plus utilisé est celui de Philip (1957). Il résout l'équation de Richards dans le cas d'une teneur en eau initiale du sol uniforme et d'une teneur en eau de surface constante sous forme d'une série de puissances du temps. En négligeant les termes au-delà du second terme de cette série, Philip (1957) obtient une équation pour l'infiltration contenant un terme de sorptivité correspondant aux effets de capillarité du sol et un terme de composante gravitaire (Tab. 1.1). Ces deux termes dépendent des grandeurs caractéristiques d'un sol et des conditions initiales.

1.2.2 Le ruissellement

Généralités

Le ruissellement correspond à l'écoulement d'eau à la surface du sol. Le ruissellement se forme d'abord par l'apparition de flaques à la surface du sol dues à un refus d'infiltration du sol. On distingue en général deux types de refus d'infiltration (Dunne, 1978) :

- refus d'infiltration par une incapacité du sol à transférer toute l'eau présente en surface, appelé ruissellement hortonien (Horton, 1933)
- refus d'infiltration par saturation du sol par le bas, appelé ruissellement hewlettien

Dans le premier cas, le flaquage apparaît alors que tout le profil du sol n'est pas forcément saturé. Le sol n'a pas la capacité de transférer toute l'eau de la surface en profondeur. La conductivité de la surface du sol joue donc un grand rôle. En particulier, une croûte de surface peut modifier complètement la réaction du sol à une pluie. Le ruissellement hortonien est typique des régions semi-arides et des sols soumis au phénomène de battance (sols agricoles ou de compaction).

Dans le cas d'un ruissellement hewlettien, le flaquage n'apparaît que lorsque tout le profil du sol est saturé. La saturation se fait par le bas et remonte vers la surface. Quand la saturation atteint la surface, le sol n'est plus capable d'absorber d'eau, le flaquage apparaît. En général, ce type de ruissellement est plus courant dans les zones tempérées.

Cependant, ces deux types de ruissellement peuvent apparaître concomitamment sur un même bassin versant (Beven, 1983). En général, en bas de versant, là où la nappe est affleurante, le ruissellement est plutôt hewlettien tandis qu'en haut de versant, il est plutôt hortonien. Ces

deux types de ruissellement correspondent d'une certaine façon à deux extrêmes de la genèse du ruissellement de surface.

L'apparition du ruissellement proprement dit se fait au moment où ces flaques se connectent entre elles. La connexion des flaques permet le transfert de l'eau jusqu'à l'exutoire. Ce transfert d'eau correspond à un écoulement en eau peu profonde comme le décrivent les équations de Barré de St-Venant. Il existe de nombreux modèles décrivant le ruissellement qui peuvent être des simplifications des équations de Barré de Saint-Venant, des modèles empiriques ou bien des modèles conceptuels.

Equations de Barré de St-Venant

Barré de St-Venant, ingénieur des Ponts et Chaussées, a ébauché un système d'équation en 1871 pour décrire principalement l'écoulement dans des canaux. Ces équations ont été adaptées pour décrire de nombreux écoulements géophysiques de faible profondeur. Elles contiennent une équation de conservation de la masse et une équation décrivant la dynamique de l'écoulement. Zhang et Cundy (1989), Tayfur *et al.* (1993) et Esteves *et al.* (2000) ont adapté ces équations au ruissellement à l'échelle du versant et de la parcelle (Eqs. 1.12, 1.13 et 1.14).

$$\underbrace{\frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y}}_{\text{divergence}} + \underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}}_{\text{variation hauteur}} = \underbrace{i_p - I(x, y)}_{\text{Apport net d'eau}} \quad (1.12)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \underbrace{g \frac{\partial h}{\partial x}}_{\text{gradient de pression}} + g(S_{fx} - S_{ox}) = 0 \quad (1.13)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \underbrace{g \frac{\partial h}{\partial y}}_{\text{gradient de pression}} + \underbrace{g(S_{fy} - S_{oy})}_{\text{forces extérieures}} = 0 \quad (1.14)$$

où u et v correspondent aux vitesses moyennes locales, h à la hauteur d'eau, i_p à l'intensité de pluie, I au taux d'infiltration, g à la constante de gravité, x et y aux coordonnées spatiales et t au temps. S_{ox} et S_{fx} (respectivement S_{oy} et S_{fy}) correspondent à la pente de la surface du sol et à la pente de frottement selon x (respectivement selon y). Les pentes de frottement sont calculés avec des équations de type Darcy-Weisbach et sont fonctions de la vitesse moyenne locale, de la hauteur d'eau et du coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (Eq. 1.16).

$$S_{fx} = f \frac{u^2}{8gh} \quad (1.15)$$

$$S_{fy} = f \frac{v^2}{8gh} \quad (1.16)$$

Modèles à base physique

La modélisation des équations de Barré de St-Venant étant en général exigeante en calcul, les modélisateurs ont recours à des simplifications de cette équation. La plus utilisée est l'onde

cinématique (Morris et Woolhiser, 1980; Julien et Moglen, 1990; Dunne *et al.*, 1991; Howes et Abrahams, 2003; Singh, 2005; Fiener et Auerswald, 2005; Gonzalez-Camacho *et al.*, 2006; Laloy et Bieters, 2008; Stone *et al.*, 2008) et, dans une moindre mesure, l'onde diffusive (Morris et Woolhiser, 1980; Moussa et Bocquillon, 1996; Chahinian *et al.*, 2006).

Une analyse des ordres de grandeurs des équations de Barré de St Venant (Eqs. 1.12, 1.13 et 1.14) montrent que les termes d'inertie sont négligeables devant les gradients de pression et les forces extérieures (Moussa et Bocquillon, 1996). Le modèle de l'onde diffusive revient à négliger ces termes d'inertie.

Le modèle de l'onde cinématique considère que les termes d'inertie et les gradients de pression sont négligeables par rapport aux termes des forces extérieures (Eqs. 1.13 et 1.14). Il en résulte que les équations simplifiées de Barré de St Venant deviennent :

$$\frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} + \frac{\partial h}{\partial t} = i_p - I(x, y) \quad (1.17)$$

$$S_{ox} = S_{fx} \quad (1.18)$$

$$S_{oy} = S_{fy} \quad (1.19)$$

Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels ne sont pas basés sur une équation physique mais tentent de reproduire le ruissellement observé par une schématisation des processus comme le sont les fonctions de transferts et les automates cellulaires.

La première fonction de transfert différentiée est un modèle conceptuel utilisé à l'origine à l'échelle du bassin versant pour déterminer le débit d'une rivière (Duband *et al.*, 1993). Ruy *et al.* (2006) a appliqué ce modèle au ruissellement à l'échelle de la parcelle. Dans ce modèle de fonction de transfert, la surface du sol est considérée comme un système acceptant en entrée l'excès de pluie (la pluie moins l'infiltration) et donnant en sortie le ruissellement. L'objectif n'est pas de décrire le ruissellement en tant que tel (répartition, hauteur d'eau, etc...) mais d'obtenir par itération une fonction résultante de chaque système. La convolution de cette fonction avec l'excès de pluie donne le ruissellement en fonction du temps.

Darboux (1999) a proposé un modèle de marcheurs conditionnés basés sur les automates cellulaires. Chaque marcheur qui possède une petite quantité d'eau est "lancé" aléatoirement sur la surface. Selon la microtopographie de la surface, toute ou une partie de l'eau du marcheur va être stockée en surface, le marcheur continuant de se déplacer avec l'eau lui restant selon la plus grande pente. Chaque marcheur se déplace ainsi de suite jusqu'à ce qu'il n'ait plus d'eau ou qu'il atteigne une limite de la parcelle (voir Fig. 1.5).

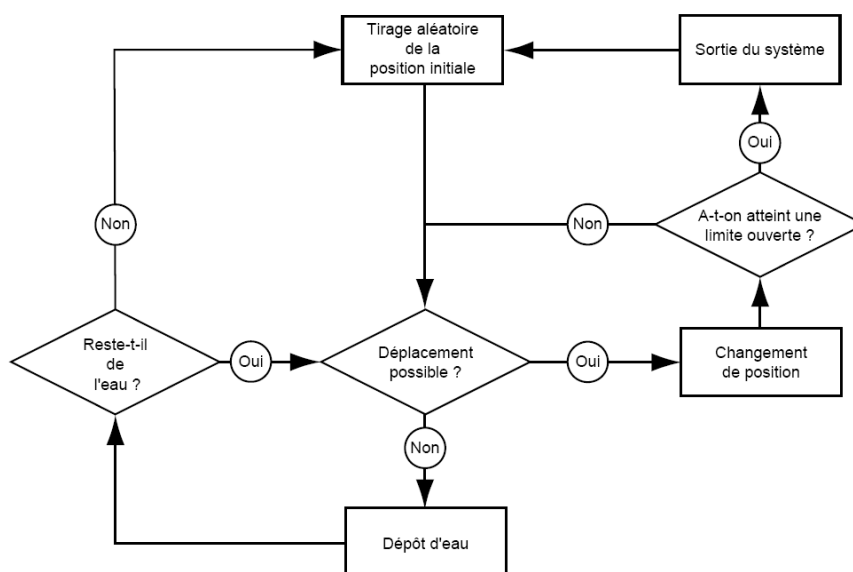


FIGURE 1.5 – Schéma de fonctionnement du modèle de marcheurs utilisé pour le remplissage progressif des dépressions d’une surface rugueuse. D’après Darboux (1999).

1.3 Influence des facteurs de contrôle sur le ruissellement

1.3.1 Effet de la teneur en eau initiale

La teneur en eau initiale a une influence sur l’infiltration via les forces capillaires (Musy et Gigy, 2004, Chap. 6). Plus le sol est sec, plus les forces capillaires vont être fortes et donc plus l’infiltration sera forte. Au fur et à mesure de la saturation, cet effet diminue. L’équation de Green et Ampt (1911) traduit cette influence par la profondeur du front d’infiltration qui est inversement proportionnelle à la différence entre la teneur en eau initiale et finale.

Au niveau du ruissellement, la teneur en eau joue un rôle important sur le temps d’apparition, la saturation de la surface étant d’autant plus longue que le sol est sec, et donc sur le cumul. Elle influe également sur le temps de montée du ruissellement, l’atteinte du régime permanent étant plus rapide quand les forces capillaires sont faibles (i.e. une saturation importante).

1.3.2 Effet de la pente

L’effet de la pente sur le ruissellement n’est pas clairement déterminé. La plupart des auteurs (Deploey *et al.*, 1976; Djorovic, 1980; Sharma *et al.*, 1983; Fox *et al.*, 1997; Chaplot et Bissonnais, 2000) observent une augmentation du ruissellement avec la pente. Ils attribuent cet effet à la diminution du stockage de surface et de la profondeur des flaques. Quand la pente augmente, la lame d’eau présente à la surface diminue en général mais les vitesses de surface augmentent (Chaplot et Bissonnais, 2000, Fig. 6).

Cependant, Poesen (1984), Bryan et Poesen (1989) et Bradford et Huang (1992) observent une diminution du ruissellement avec la pente mais pour des sols sensibles à la formation de

croûte de battance et à la formation de rigoles comme l'expliquent Fox *et al.* (1997). Bryan et Poesen (1989) attribuent cet effet à la présence plus importante de rigoles incisant la croûte, et donc augmentant l'infiltration, pour les pentes les plus fortes.

Sur des sols tropicaux en Thaïlande et au Laos, d'autres auteurs observent une augmentation de l'infiltration avec la pente (Janeau *et al.*, 2003; Ribolzi *et al.*, 2004). Janeau *et al.* (2003) observent également une diminution du coefficient de ruissellement avec la pente pour des parcelles cultivées en Thaïlande, avec des pentes allant de 16 à 63%. Néanmoins, aucune rigole ni croûtes de dépôt n'ont été observées durant les expériences. L'observation de leurs parcelles a montré une plus grande compaction de la surface des parcelles les moins pentues. La diminution de l'énergie cinétique reçue par la parcelle avec la pente explique en partie mais non totalement cette compaction plus importante. Leur hypothèse est que la composante horizontale de l'énergie cinétique, plus importante pour les pentes fortes, serait transformée en cisaillement, ce qui limiterait la compaction du sol pour les pentes fortes et, par là-même, maintiendrait une infiltration forte. L'effet de la pente reste donc difficile à prévoir et semble être fortement dépendant des conditions à la surface du sol.

1.3.3 Effet de la microtopographie

La microtopographie joue un rôle sur le ruissellement essentiellement via le frottement, le stockage superficiel et la distribution spatiale de l'écoulement. Le premier est lié à la rugosité du sol qui est, en général, caractérisée par la variance des altitudes (paramètre Random Roughness défini par Allmaras *et al.* (1966)). Une augmentation du coefficient de frottement va provoquer l'augmentation de la hauteur d'eau et diminuer les vitesses d'écoulement comme l'exprime l'équation de Manning-Strickler.

Le stockage superficiel crée essentiellement un effet de retard dû au remplissage des dépressions (Sneddon et Chapman, 1989; Darboux, 1999). Entre deux averses, ces dépressions peuvent se vider. Il faut alors de nouveau remplir ces dépressions avant que le ruissellement ré-apparaisse. Une microtopographie aléatoire plus importante a donc tendance à diminuer le ruissellement à l'exutoire.

Enfin, l'écoulement est dirigé par la microtopographie du lieu et aura tendance à se concentrer en formant un réseau de drainage. Une microtopographie organisée (parallèlement à la pente par exemple) pourra alors, en concentrant l'écoulement, faire augmenter le ruissellement. La répartition des hauteurs d'eau et des vitesses d'écoulement est donc sensible à la variation spatiale de la microtopographie (Esteves *et al.*, 2000).

1.3.4 Effet de l'encroûtement

Dans les régions semi-arides, caractérisées par des végétations peu denses et des fortes intensités de pluie, l'encroûtement du sol est un phénomène courant. En France, il touche aussi certains sols cultivés sensibles à la battance. Une typologie exhaustive des croûtes de surface décrivant leur effet potentiel sur le ruissellement a été proposée par Casenave et Valentin (1989)

dans un contexte sahélien puis élargie par Valentin et Bresson (1992).

Les croûtes de surface ont une action fortement limitante vis-à-vis de l'infiltration de par l'effet d'impédance qu'exerce leur faible conductivité hydraulique ainsi que par la désaturation du sol sous-jacent qu'elles provoquent ; en effet, la conductivité équivalente du système croûte-sol tend vers celle du sol sous-jacent (Parlange *et al.*, 1984) mais avec une valeur non saturée donc réduite. Ce principe peut d'ailleurs être utilisé pour concevoir un système de mesure de la conductivité hydraulique de sols non saturés (Bouma *et al.*, 1971). La mesure in situ des propriétés hydrodynamiques des sols encroûtés s'avère délicate (e.g. Vandervaere *et al.* (1997)) et, l'encroûtement étant rarement uniforme, il est difficile de trouver des zones encroûtées de la même taille que les appareils de mesure de terrain. Certains expérimentateurs préfèrent ainsi passer par des grilles d'observation visuelle et des approches statistiques pour expliquer le ruissellement produit par des surfaces partiellement encroûtées (e.g. Auzet *et al.* (2002)).

De nombreux modèles prennent en compte l'effet d'une croûte de surface sur l'infiltration, notamment en adaptant le principe de Green et Ampt (Hillel et Gardner, 1969, 1970; Ahuja, 1974, 1983; Parlange *et al.*, 1984; Rawls *et al.*, 1990; Vandervaere *et al.*, 1998).

Au sein des parcelles utilisées pour notre travail, aucun encroûtement de surface notable n'a été remarqué bien que notre site soit soumis à des pluies intenses. Nous verrons au chapitre 3 que notre simulateur de pluie a été conçu de façon à ne pas en générer.

1.3.5 Effet de la végétation

La végétation a pour effet de diminuer la quantité de ruissellement comme l'ont montré (Hino *et al.*, 1987; Dunne *et al.*, 1991; Wainwright, 1996; Braud *et al.*, 2001; Angermann *et al.*, 2002; Esteves et Lapetite, 2003; Fiener et Auerswald, 2005; Pan et Shangguan, 2006). Ainsi Angermann *et al.* (2002) observent, pour des simulations de pluie sur 3 types de parcelle aux Etats-Unis, un temps d'apparition du ruissellement plus faible et des pics de débit plus importants pour la parcelle nue que pour les parcelles enherbées.

En premier lieu, la végétation, via la formation de macropores, augmente fortement la conductivité du sol et donc diminue le ruissellement (Beven et Germann, 1982). Grésillon (1994) montre ainsi que sur une même parcelle, le fait de retirer l'herbe et ses racines fait chuter l'infiltration d'un ordre de grandeur.

En second lieu, les parties aériennes augmentent la rugosité du sol et donc augmentent la hauteur d'eau ce qui diminue la vitesse d'écoulement du ruissellement (Dunne *et al.*, 1991). De plus, les parties aériennes participent également à l'interception de la pluie, diminuant ainsi la quantité d'eau arrivant à la surface (Musy et Gigy, 2004).

Enfin, la transpiration des plantes diminue également la teneur en eau du sol entre deux pluies, augmentant le temps d'apparition du ruissellement. A l'aide de deux lysimètres (nu et enherbé) sous pluies naturelles, Hino *et al.* (1987) ont observé 26% de ruissellement pour le sol nu et à peine 1% de ruissellement pour le sol enherbé. Ils attribuent ce phénomène à la fois à l'augmentation de la conductivité et à l'assèchement du sol par les plantes (évalué par bilan hydrique).

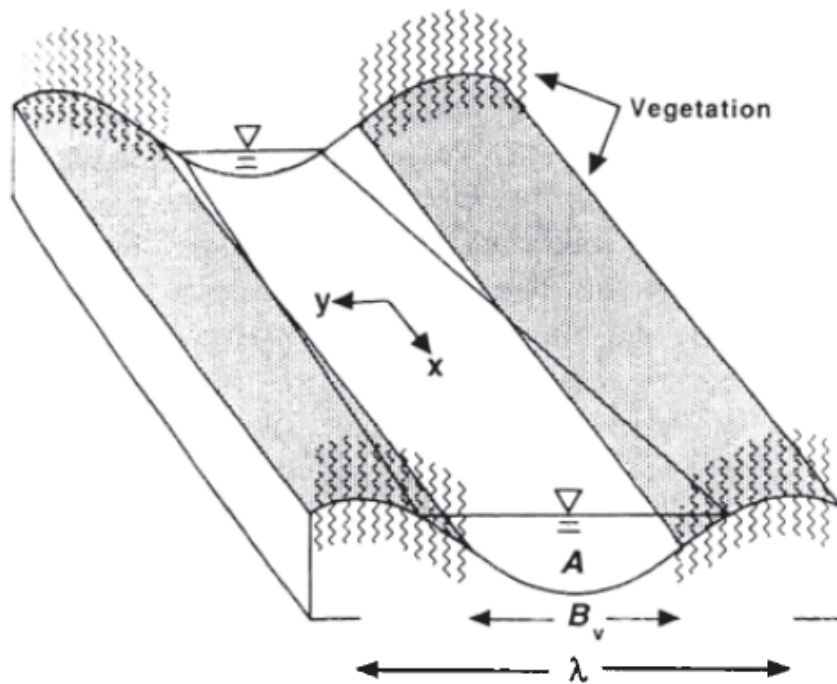


FIGURE 1.6 – Schéma représentant le ruissellement en régime permanent. La lame d’eau augmente avec la distance. La conductivité hydraulique et la rugosité augmente avec l’altitude à cause de la présence de végétation sur la microtopographie. D’après Dunne *et al.* (1991).

1.3.6 Effet de la dynamique de la pluie

Il est communément admis que l’infiltration en régime permanent augmente avec l’intensité de pluie (Lafforgue, 1977; Hawkins, 1982; Dunne *et al.*, 1991; Wainwright, 1996). Lafforgue (1977) propose pour expliquer ce phénomène que l’hétérogénéité de l’infiltration ponctuelle sur la parcelle est intégrée au niveau de la parcelle : seules les zones infiltrant moins que l’intensité de pluie vont participer au ruissellement. Quand l’intensité de pluie augmente, la capacité d’infiltration globale augmente en “satisfaisant” les zones plus infiltrantes.

Hawkins (1982) confirme cette idée et démontre que, pour ses parcelles situées au Sud-Est des Etats-Unis, l’infiltration en régime permanent (I) peut être approchée par une distribution exponentielle dépendante de l’intensité de pluie (i_p) et d’un paramètre μ_F correspondant à l’infiltration moyenne de la parcelle (Eq. 1.20).

$$I = \mu_F \left(1 - e^{-\frac{i_p}{\mu_F}} \right) \quad (1.20)$$

A la suite de ces travaux, Dunne *et al.* (1991) proposent un modèle légèrement différent. L’intensité de pluie augmentant, la lame d’eau à la surface augmente, inondant des zones plus élevées de la microtopographie (Fig.1.6). En observant le sol de ces expérimentations, Dunne, Zhang et Aubry remarquent que les zones hautes sont occupées par de la végétation dont ils supposent qu’elles ont une capacité d’infiltration plus grande. L’infiltration apparente augmente avec l’intensité de pluie par l’inondation de zones plus infiltrantes selon Dunne *et al.* (1991).

Le régime des précipitations a également un impact sur le ruissellement (Wei *et al.*, 2007; Fang *et al.*, 2008). Suite à des expériences de ruissellement sur des parcelles situées sur le plateau de loess en Chine, Fang *et al.* (2008) ont séparé les événements selon le régime de pluies (précipitations fortes et courtes, précipitations faibles et longues, précipitations moyennes et de durées moyennes). Ces différents régimes ont des cumuls moyens à peu près identiques (respectivement 15.8, 23.4 et 23.4 mm). Ils montrent clairement que les coefficients de ruissellement sont beaucoup plus importants pour le régime avec des précipitations fortes et courtes que pour les deux autres régimes.

En revanche, Parsons et Stone (2006) ont montré sur des expériences en laboratoire sur trois sols différents en utilisant cinq dynamiques de pluie différentes de même intensité moyenne et de même cumul (intensité constante, intensité croissante, intensité décroissante, intensité croissante puis décroissante et intensité décroissante puis croissante) que les cumuls de ruissellement sont peu affectés par la dynamique de la pluie. Flanagan *et al.* (1987), quant à eux, observent des différences mais essentiellement sur les pics de ruissellement. L'intensité moyenne de la pluie joue donc un rôle important dans la production de ruissellement. Cela souligne la nécessité de ne pas prendre en compte uniquement le cumul de pluie mais également la dynamique de la pluie.

1.3.7 Effet de la longueur de versant

A l'échelle de la parcelle, le volume de ruissellement collecté n'évolue pas de manière proportionnelle avec la longueur de versant, c'est-à-dire que le ruissellement par unité d'aire n'est pas le même quelque soit la longueur récoltée. La figure 1.7 (Joel *et al.*, 2002) montre pour différents événements pluvieux sur des parcelles au Chili que le ruissellement par unité d'aire est plus faible pour la grande parcelle que pour la plus petite. Cet effet de la longueur de versant sur le ruissellement a été montré dans plusieurs études sous pluies naturelles (Lal, 1997; van de Giesen *et al.*, 2000; Joel *et al.*, 2002; Esteves et Lapetite, 2003; Parsons *et al.*, 2006). La figure 1.8, rassemblant plusieurs études sous pluies naturelles, montre que le ruissellement par unité d'aire diminue clairement avec la longueur de versant.

La première hypothèse pour expliquer cet effet est la variabilité spatiale des paramètres du sol, en particulier de la conductivité (Sharma *et al.*, 1980; Dubreuil, 1985; Yair et Lavee, 1985; Williams et Bonell, 1988; Julien et Moglen, 1990). Le phénomène invoqué est la réinfiltration : en supposant une répartition aléatoire de l'infiltration, l'eau ruisselante venant du haut de la parcelle doit parcourir un chemin plus long pour arriver à l'exutoire que l'eau venant du bas de la parcelle et donc à plus de «chance» de rencontrer une zone ayant une capacité d'infiltration plus importante (van de Giesen *et al.*, 2000; Wainwright et Parsons, 2002). L'infiltration globale de la parcelle est donc, selon cette idée, plus importante pour une parcelle plus longue.

Suite au raisonnement développé au paragraphe 1.3.6, Dunne *et al.* (1991) observent à l'aide d'un modèle que la lame d'eau est plus importante pour une grande longueur de parcelle que pour une petite et donc inonde des zones plus élevées de la microtopographie ; augmentant ainsi l'infiltration des plus grandes parcelles par rapport au plus petites (Fig. 1.6).

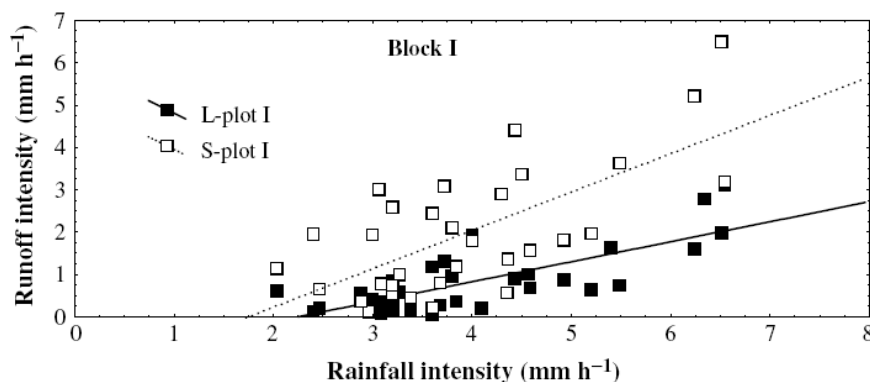


FIGURE 1.7 – Ruissellement par unité d’aire moyenné pour chaque événement pour deux types de parcelles : 0.5m x 0.5m (S-plot) et 5m x 10m (L-Plot). D’après Joel *et al.* (2002).

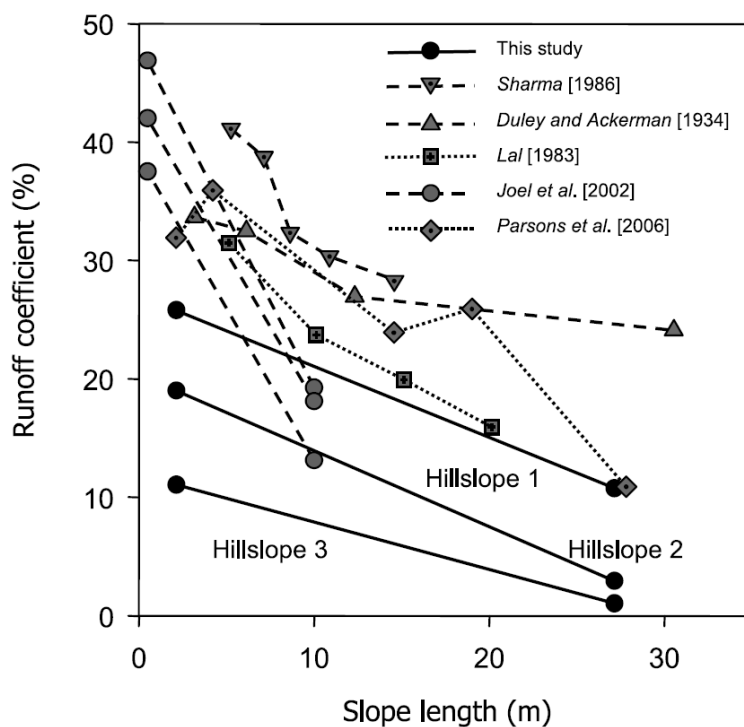


FIGURE 1.8 – Effet de la longueur de versant sur le ruissellement. Les valeurs issues de Sharma (1986), Duley et Ackerman (1934) et Lal (1983) correspondent aux coefficients de ruissellement moyens annuels. Les valeurs issues de Joel *et al.* (2002) et de Gomi *et al.* (2008) (points notés «This study») sont basées sur la moyenne de tous les événements ruisselants. Les valeurs issues de Parsons *et al.* (2006) sont estimées à partir des coefficients de ruissellement moyen de Parsons *et al.* (2006, Fig. 5). D’après Gomi *et al.* (2008).

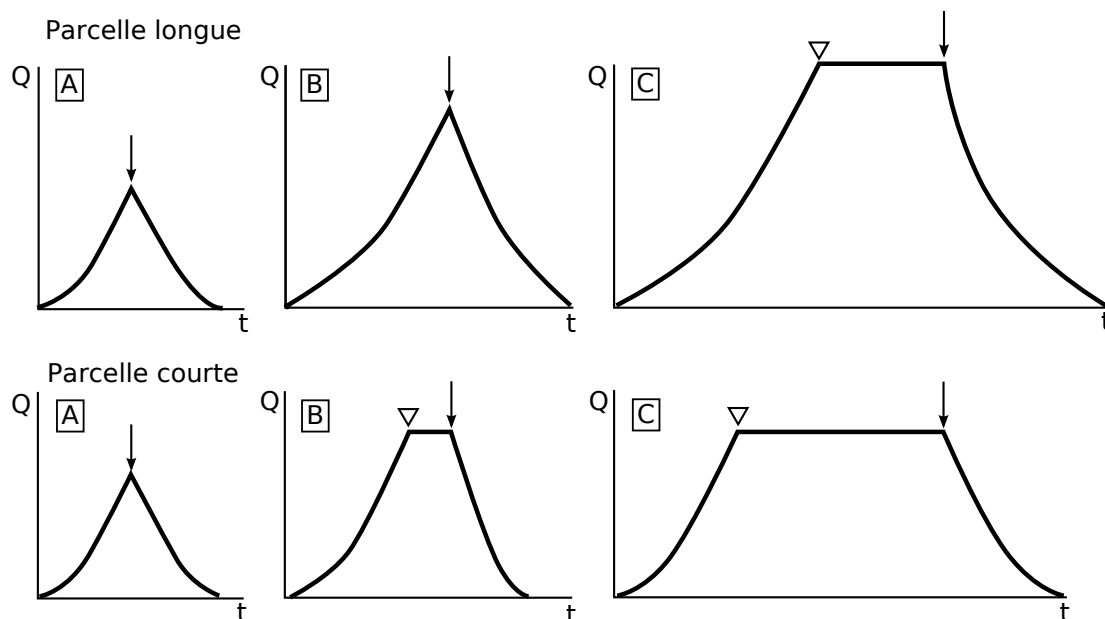


FIGURE 1.9 – Schéma montrant l'évolution au cours du temps du débit à l'exutoire de deux parcelles de tailles différentes pour trois différentes durées de pluie. La flèche indique l'arrêt de la pluie, le triangle l'atteinte du régime permanent. D'après van de Giesen *et al.* (2000).

Julien et Moglen (1990) ont défini, à l'aide d'un modèle numérique, la longueur minimale au-dessus de laquelle le ruissellement est sensible à la variation spatiale des paramètres du sol et donc au-dessus de laquelle on observe un effet de la longueur de parcelle sur le ruissellement. Cette longueur dépend en particulier de la durée et de l'intensité de la pluie selon Julien et Moglen (1990). En outre, ils remarquent que, quand le rapport de la durée de la pluie sur le temps nécessaire pour atteindre le régime permanent augmente, la variation spatiale des paramètres a une plus faible influence sur le ruissellement. Ceci soulève la question de l'importance de la dynamique de la pluie sur l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement.

Stomph *et al.* (2001) ont montré par des expériences en laboratoire que l'effet de longueur n'existait pas en régime permanent, c'est-à-dire que le ruissellement par unité d'aire en régime permanent est identique quelque soit la longueur des parcelles. Cela les incite à penser que cet effet est dû à la dynamique des pluies et non à la variabilité spatiale de l'infiltration.

La figure 1.9, issue de van de Giesen *et al.* (2000), met en évidence l'effet théorique de la durée d'un créneau de pluie sur le ruissellement pour deux tailles de parcelle différentes. La parcelle la plus courte atteint le régime permanent avant la parcelle la plus grande car le temps de parcours depuis le haut de la parcelle est plus long sur une plus grande parcelle. Dans le cas B (régime permanent atteint pour la petite parcelle mais non atteint pour la grande), le ruissellement moyen par unité d'aire produit par la petite parcelle sera donc plus fort que pour la grande parcelle. Dans le cas d'une pluie naturelle, le régime permanent n'est jamais atteint mais cela montre que le temps de réaction de la parcelle à la pluie a une influence sur le volume de ruissellement.

Conclusion

Ce chapitre a été l'occasion de présenter les bases de la physique du sol puis l'état des connaissances en matière de ruissellement. Le ruissellement est sensible à de nombreux facteurs dépendant de la nature de la parcelle (sol, longueur, pente, microtopographie, végétation, etc...) ainsi que de la nature des précipitations (intensité, durée, etc...). Les processus mis en jeu lors du ruissellement restent cependant décrits de manière incomplète et sont difficilement quantifiables.

La dynamique des pluies semble cependant jouer un rôle prépondérant sur le ruissellement, en particulier par l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie ou avec la longueur de parcelle. A l'aide d'expérimentations sur le terrain (Chap. 3 et 4) et en laboratoire (Chap. 5), l'effet de la dynamique des précipitations sur le ruissellement sera évalué. Il s'agira donc par la suite d'essayer d'améliorer notre connaissance de ces processus hydrologiques.

Chapitre 2

Le site du Pradel

Introduction

Une partie des expériences effectuées se sont déroulées au lieu-dit du Pradel. Par sa localisation (Bas Vivarais), son infrastructure et les moyens humains présents, il a été choisi comme l'un des sites-pilotes de l'Observatoire Hydro-Météorologique Cévennes-Vivarais. En tant que tel, il est le lieu privilégié d'expérimentations pour nos mesures de ruissellement sous pluies naturelles et sous pluies simulées. Ces expériences font suite aux travaux de thèse de Monique Leonard sur l'érosion hydrique des sols effectués sur le même vignoble (Leonard, 2003). Ce site a donc été équipé pour collecter et mesurer le ruissellement ainsi que les précipitations. Il s'agit dans ce chapitre de présenter le site, puis de décrire plus précisément les caractéristiques des parcelles utilisées et enfin de détailler les installations.

2.1 Le site

2.1.1 Localisation

Le site du Pradel est situé sur la commune de Mirabel en Ardèche, sur les premiers contreforts du Massif Central depuis la vallée du Rhône (Fig. 2.1). Il fait partie du bassin versant du Gazel, qui est un petit bassin versant de 4 km^2 à sa confluence avec la Claduègne. Mirabel est construite à la limite du Plateau basaltique des Coirons, qui forme le haut du bassin versant. Le reste du bassin versant est d'origine sédimentaire occupé environ à 50% par des vignobles comme le montre la figure 2.2.

Ce bassin versant n'est pas jaugé, seules des mesures très ponctuelles sont disponibles. Cependant, le Gazel a en général un faible débit, de l'ordre de la dizaine de litres par seconde, mais lors des crues, le débit peut augmenter très fortement jusqu'à atteindre la dizaine de m^3/s (Andrianjakamanarivo *et al.*, 2008). Le lit du Gazel forme à certains endroits des gorges, parfois profondes d'une dizaine de mètres.

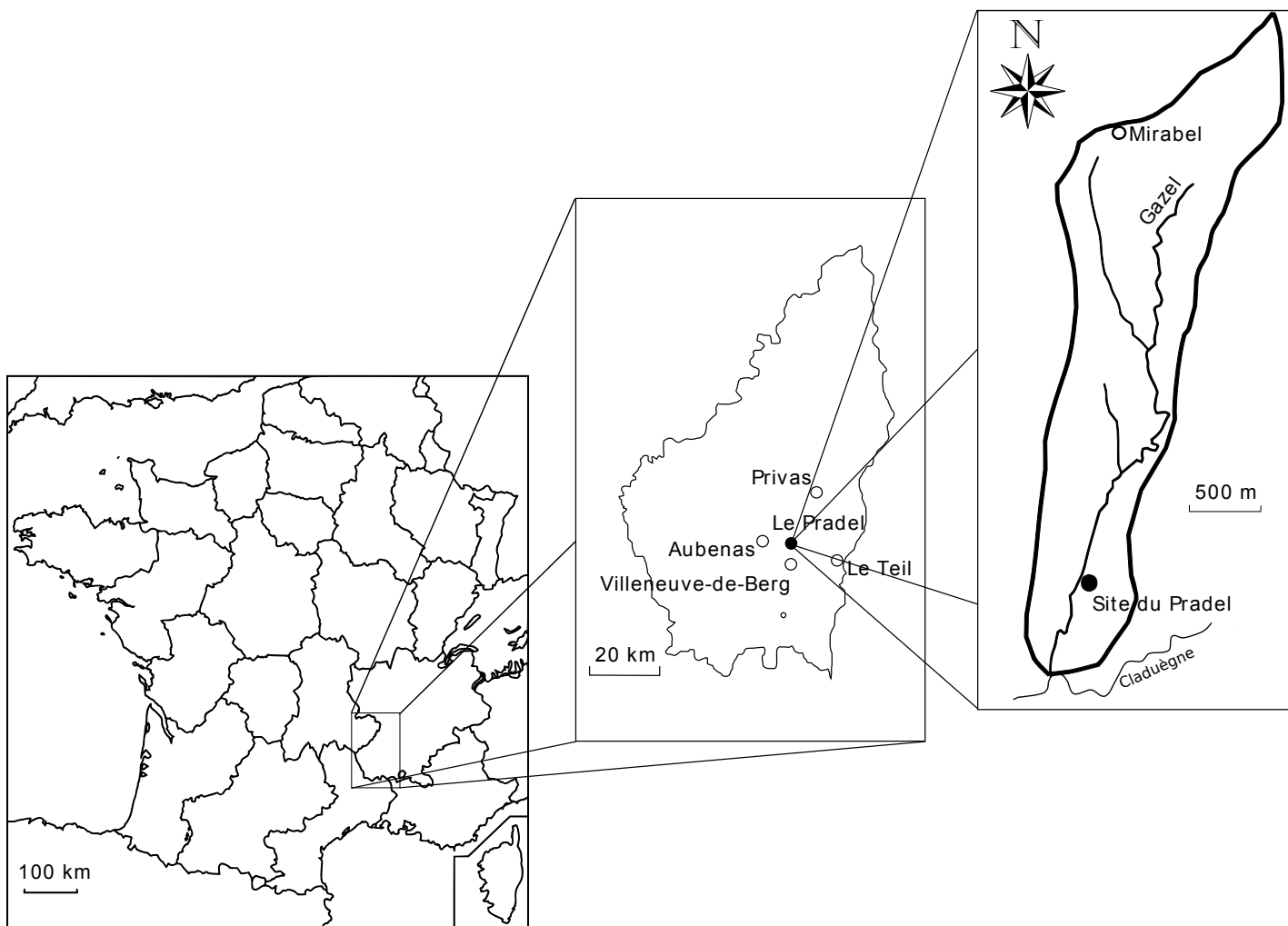


FIGURE 2.1 – Localisation du bassin versant du Gazel. Le bassin versant (à droite) fait environ 4 km^2 à sa confluence avec la Claduègne.

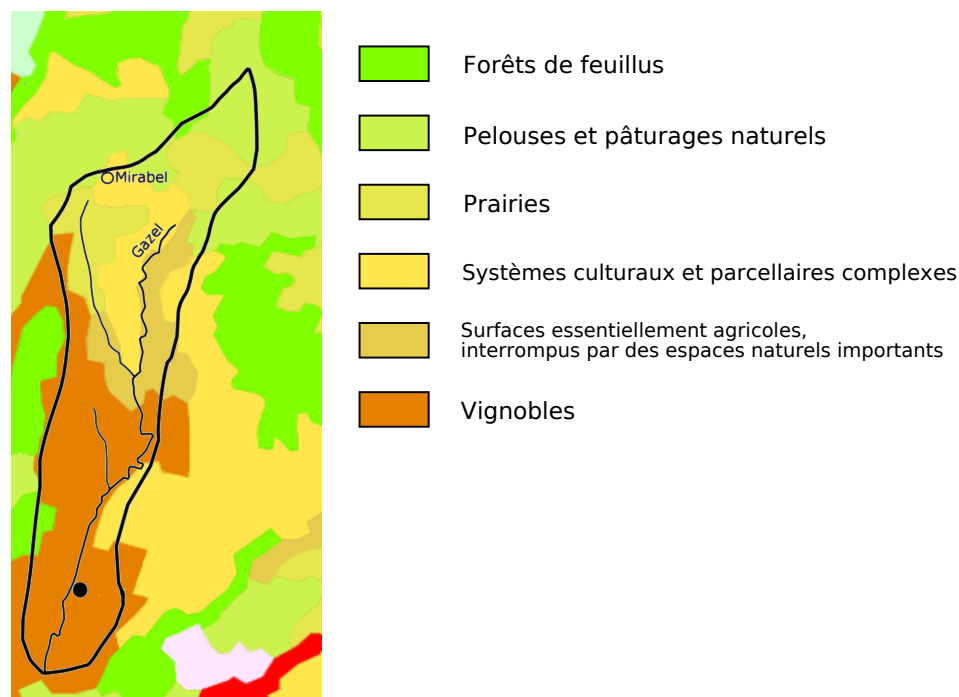


FIGURE 2.2 – Occupation des sols du bassin versant du Gazel. D’après les données de CORINE Land Cover (2006).

2.1.2 Domaine Olivier de Serres

Olivier de Serres est considéré comme le premier agronome français. Né en 1539 à Villeneuve-de Berg, il acquiert à l’âge de 19 ans le domaine du Pradel. Il y effectua de nombreuses expérimentations en vue d’améliorer les rendements agricoles. En particulier, il proposa de changer l’assolement traditionnel (céréale d’hiver, céréale de printemps, jachère) en remplaçant le sole de jachère par la culture de plantes fourragères. Il s’intéressa également à l’étude des sols, à l’irrigation et au drainage.

Soucieux de transmettre son savoir, il mettra 30 ans à rédiger son livre intitulé « *Le Théâtre d’Agriculture et Mesnage des Champs d’Olivier de Serres seigneur du Pradel dans lequel est représenté tout ce qui est requis et nécessaire pour bien dresser, gouverner, enrichir et embellir la Maison Rustique* ». Ce livre, de plus de 1500 pages, couvre tous les domaines utiles pour un exploitant agricole depuis des cours d’agriculture jusqu’à des cours d’économie rurale.

Le lieu-dit du Pradel abrite aujourd’hui un Établissement Public Local d’Enseignement Agricole (EPLEA « Olivier de Serres ») constitué du lycée agricole d’Aubenas et du domaine Olivier de Serres. Il a pour but à la fois de gérer le domaine historique, les hébergements et de dispenser des enseignements dans le domaine de l’agriculture. Le Pradel est aussi un lieu ouvert à la recherche de par la présence du CERMOSEM (Centre d’Études et de Recherche sur les Montagnes



FIGURE 2.3 – O. de Serres

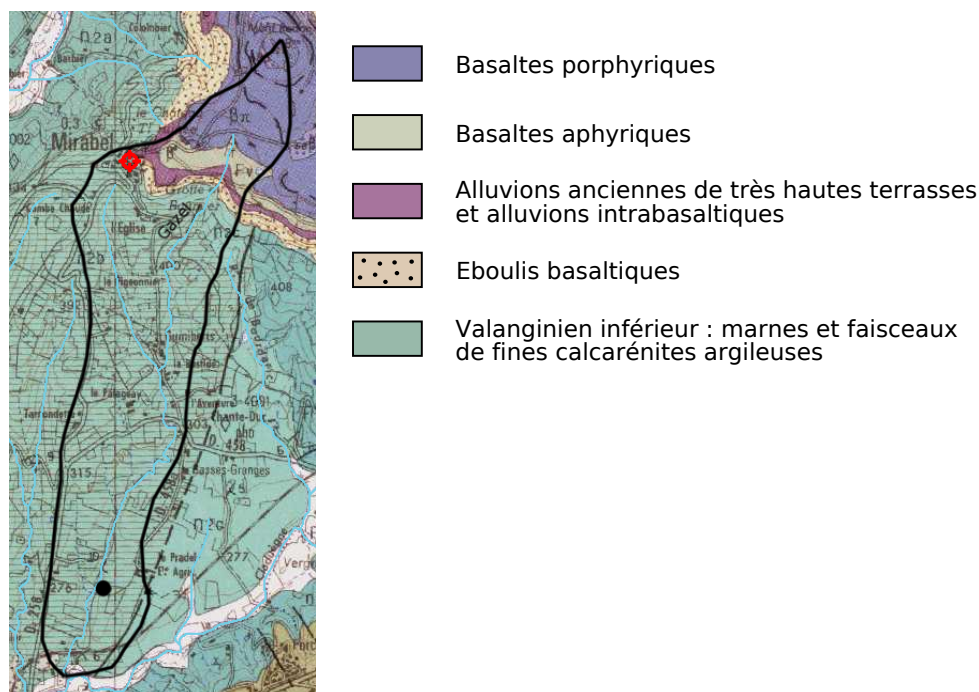


FIGURE 2.4 – Carte géologique du bassin versant du Gazel. D’après les données du BRGM (Elmi *et al.*, 1996).

Sèches Méditerranéennes) et d’expérimentations dans les domaines agricole et hydrologique.

2.1.3 Géologie

Au Miocène, cette partie du Massif Central était constituée de roches sédimentaires formant un relief et des vallées. Lors d’une intense période volcanique (entre 7.7 et 6.4 millions d’années), des éruptions ont provoqué des épanchements de laves qui se sont écoulées dans les vallées. Depuis cette époque, l’érosion a davantage attaqué les reliefs sédimentaires plus «tendres» que le basalte, qui forme maintenant les reliefs : le plateau basaltique des Coirons constitue ainsi un relief inversé (Elmi *et al.*, 1996). On retrouve donc dans cette région essentiellement des roches sédimentaires et des basaltes comme le montre la figure 2.4.

2.1.4 Climat

La région Cévennes-Vivarais a un climat typiquement méditerranéen avec un été chaud et sec et des pluies abondantes en automne. L’automne est une période critique durant laquelle, d’une part, la Méditerranée est encore chaude et fournit donc en permanence de la vapeur d’eau à l’atmosphère et, d’autre part, les premières masses d’air froid arrivent du nord. La rencontre de ces deux masses d’air provoque la formation de précipitations souvent intenses qui sont renforcées par l’effet orographique du contrefort du Massif Central (Météo France, 2001).

Au niveau du pluviomètre de Météo France situé au Pradel, le cumul annuel moyenné sur la période 1958-2000 est de 1034 mm. En moyenne, 37 % des précipitations tombent en 3 mois :

Septembre, Octobre et Novembre (Fig. 2.5). Les données journalières de précipitation montrent que :

- 34% des jours pluvieux ont un cumul supérieur à 10 mm et fournissent 80% du cumul annuel en moyenne
- 3% des jours pluvieux ont un cumul supérieur à 50 mm et fournissent 19% du cumul annuel en moyenne

La plus grande part des précipitations est donc apportée par des évènements de forts cumuls. Durant les mois de Septembre, Octobre et Novembre, les précipitations journalières sont en moyenne plus intenses que pour les autres mois comme le montre la figure 2.5. Cette période est donc propice à la formation de ruissellement.

2.2 Le dispositif expérimental

Dans cette section, seules les installations communes aux simulations de pluies et aux mesures sous pluies naturelles seront présentées. Les spécificités de chaque expérimentation seront développées respectivement dans les chapitres 3 et 4.

Les parcelles étudiées sont situées dans un vignoble du domaine Olivier de Serres proche du Gazel (Fig. 2.1). Les rangs de vigne sont dans le sens de la pente principale qui fait environ 12 % mais il existe une légère pente transversale du nord vers le sud (Leonard, 2003). Les interrangs sont délimités par des limites naturelles formées par les buttes : les pieds de vigne limitent l'érosion autour de leur cep, ce qui, avec le temps, a formé des buttes parallèles à la pente.

2.2.1 Les caractéristiques du sol

Pédologie

Six échantillons de sol ont été analysés au Laboratoire d'Analyses des Sols d'Arras (INRA). Il en ressort que le sol est différent entre le bas de la parcelle et le haut comme le montre la figure 2.6. En haut du versant, on a un limon argileux tandis qu'en bas, le sol peut être classé comme une argile. Cependant cette différence s'atténue un peu en surface (0-5 cm) où les sols ont des compositions plus proches. Dans le cadre de notre travail sur le ruissellement de surface, on considérera que cette différence n'est pas pénalisante.

Capacité d'infiltration

Voisin (2006) a effectué douze mesures d'infiltration à l'aide d'un infiltromètre à disques autour des parcelles étudiées (Tab. 2.1). Pour chaque expérience, une terrasse de la taille du disque est réalisée afin d'éviter les problèmes liés à la pente. Les résultats obtenus permettent difficilement d'obtenir une conductivité car les expériences ont été effectuées avec un seul potentiel et un seul diamètre de disque. Cependant le flux final stabilisé fournit un ordre de grandeur de la variabilité de l'infiltrabilité à l'échelle du versant.

De ces mesures, il ressort que, globalement, la variabilité spatiale de l'infiltrabilité reste faible (écart-type de 28 mm/h). Les surfaces avec des touffes d'herbe (noté «végétalisé») infiltrent plus

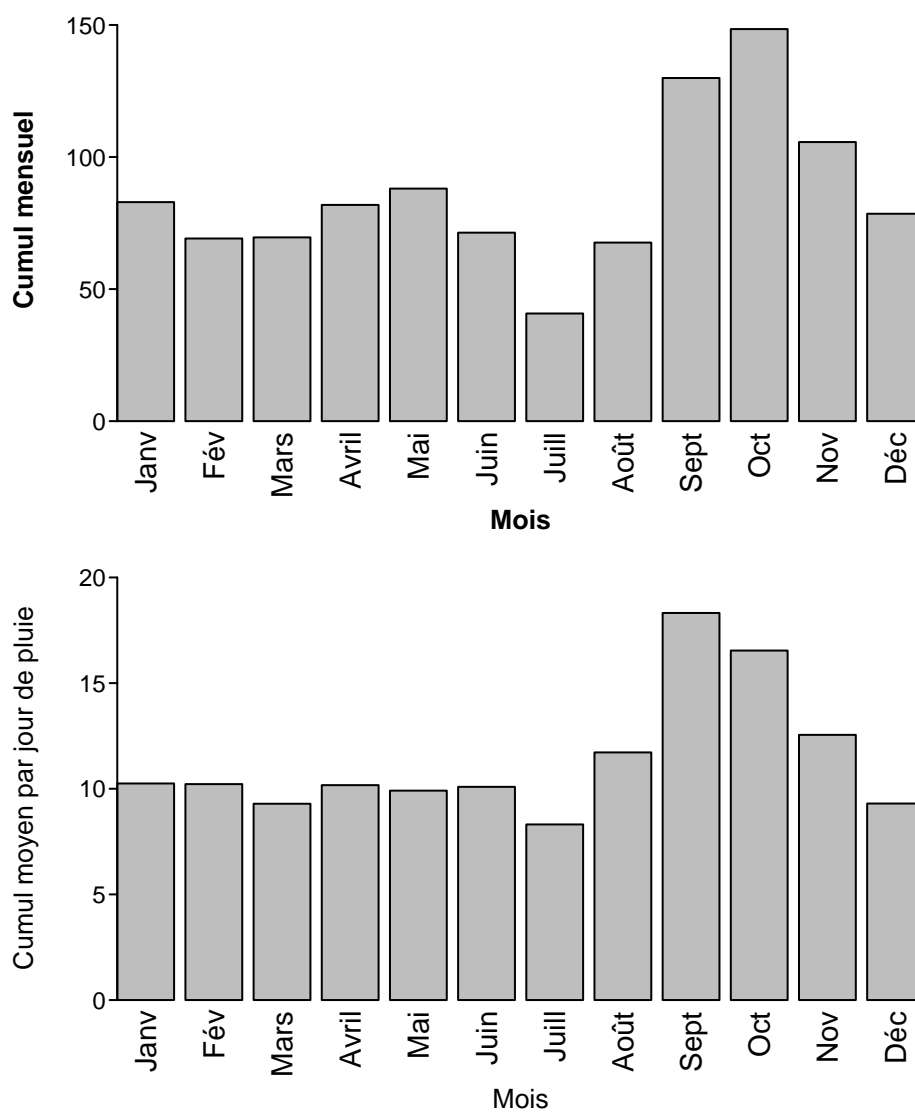


FIGURE 2.5 – Cumul mensuel moyenné des précipitations (en mm), en haut, et cumul moyen par jour de pluie (en mm), en bas, au pluviomètre Météo France du Pradel sur la période 1958-2000.

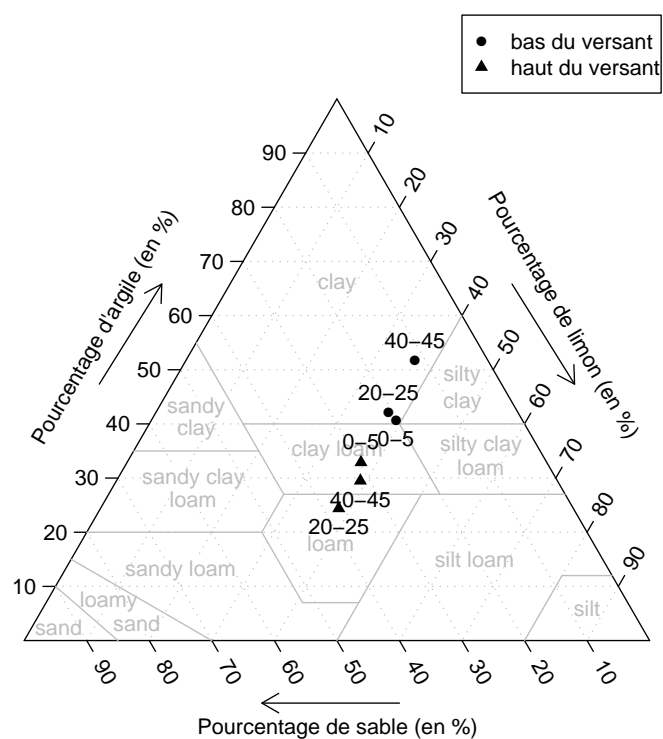


FIGURE 2.6 – Le triangle des textures (United States Department of Agriculture) pour le sol étudié. Les étiquettes des points correspondent à la profondeur de la mesure en cm.

que les surfaces dépourvues de touffes (noté «sol nu») bien que ces populations ne soient pas parfaitement distinctes d'un point de vue statistique.

	Global <i>mm/h</i>	végétalisé <i>mm/h</i>	sol nu <i>mm/h</i>
moyenne	81	94	63
écartype	28	23	10
Nombre d'essais	12	7	5

TABLEAU 2.1 – Flux finaux stabilisés par infiltrométrie à disque.

2.2.2 Les parcelles

Installation

Les expériences se sont déroulées sur 3 interrangs de vigne (Fig. 2.7). L'interrang central sert uniquement à collecter le ruissellement. Les interrangs nord et sud ont été divisés chacun en 6 parcelles de longueurs différentes (1, 2, 4, 8, 16 et 32 m de long). Comme le montre la figure 2.7, les parcelles ont été réparties de manière à limiter un effet dû à la répartition des parcelles dans un versant non parfaitement homogène (par ex. les petites parcelles en bas et les grandes en haut).

La notation choisie pour les parcelles est la position de la parcelle dans le versant suivie de l'interrang, par exemple la «parcelle A nord» correspond à la parcelle située dans l'interrang le plus au nord en bas du versant et qui, en l'occurrence, fait 8 m de longueur. Dans l'interrang central, des regards ont été installés dans le sol afin de collecter le ruissellement.

Traitement

Le but initialement recherché était d'avoir un interrang nu (interrang nord) et un interrang en enherbement maîtrisé (interrang sud). L'interrang nord a donc subi un désherbage chimique régulier, comme on le pratique dans la région, qui «brûle» les parties aériennes et racinaires. Un tel traitement pendant plusieurs années provoque la disparition des racines dans un premier temps puis, après restructuration du sol par l'érosion, des pores racinaires.

Cependant, le temps de restructuration du sol sans labourage ni sarclage peut être très long. Le traitement n'ayant été effectué que depuis 4 ans, les deux types de parcelles correspondent plutôt à un interrang sans parties aériennes (nord) et un interrang tondu (sud). La présence de racines mortes dans la parcelle nord risque donc de continuer à jouer un rôle important sur l'infiltration. Malgré les précautions sus-citées, l'interrang nord sera parfois appelé «désherbé» et l'interrang sud «enherbé» pour des raisons de commodité.

2.2.3 Les gouttières

Au bas de chaque parcelle, des gouttières ont été installées juste en dessous de la surface du sol afin de collecter le ruissellement (Fig. 2.9). Ces gouttières servent également de délimitations

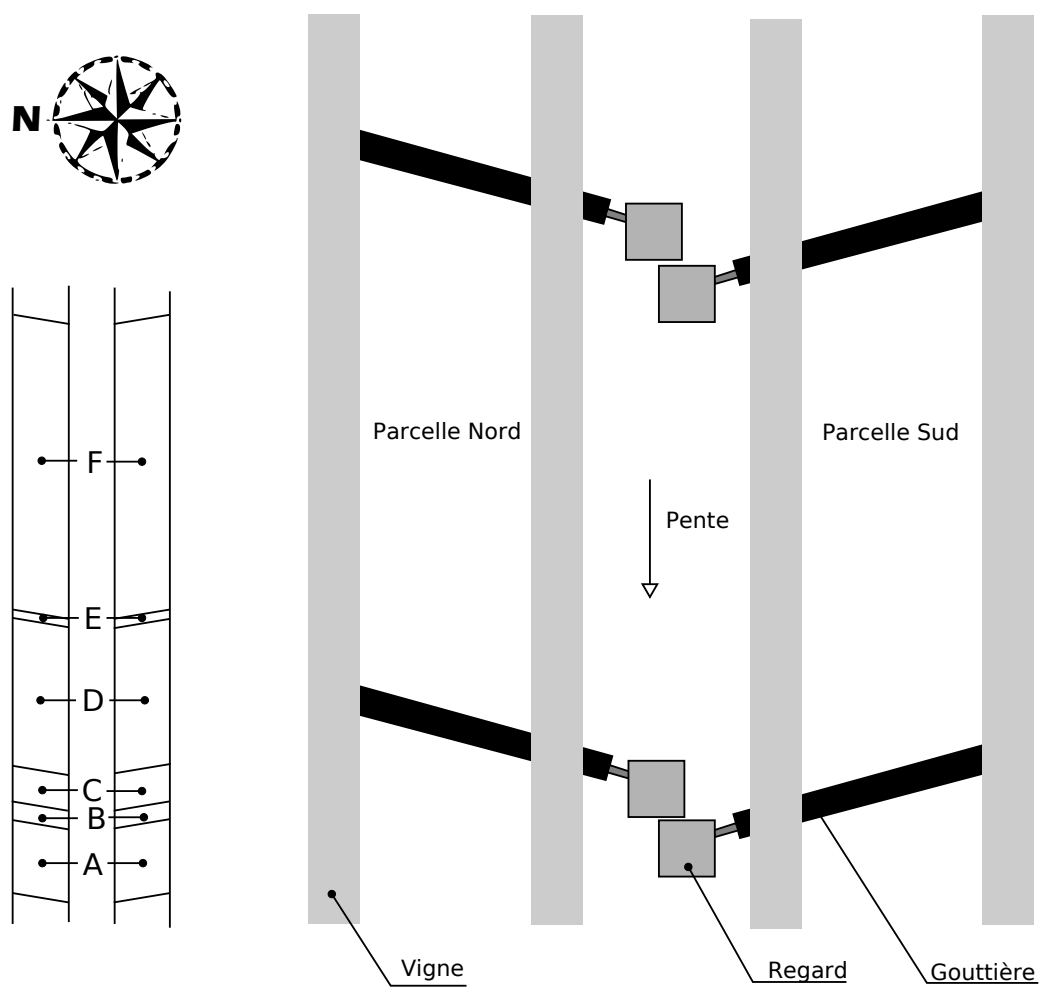


FIGURE 2.7 – Schéma des parcelles. À gauche, la répartition des parcelles dans les rangs (de bas en haut 8m, 2m, 4m, 16m, 1m et 32m de longueur). À droite, l'installation de la collecte du ruissellement pour deux parcelles.



FIGURE 2.8 – Photos des deux interrangs de vigne étudiés. A gauche, le rang nord (“dés herbé”). A droite, le rang sud (“en herbé”).

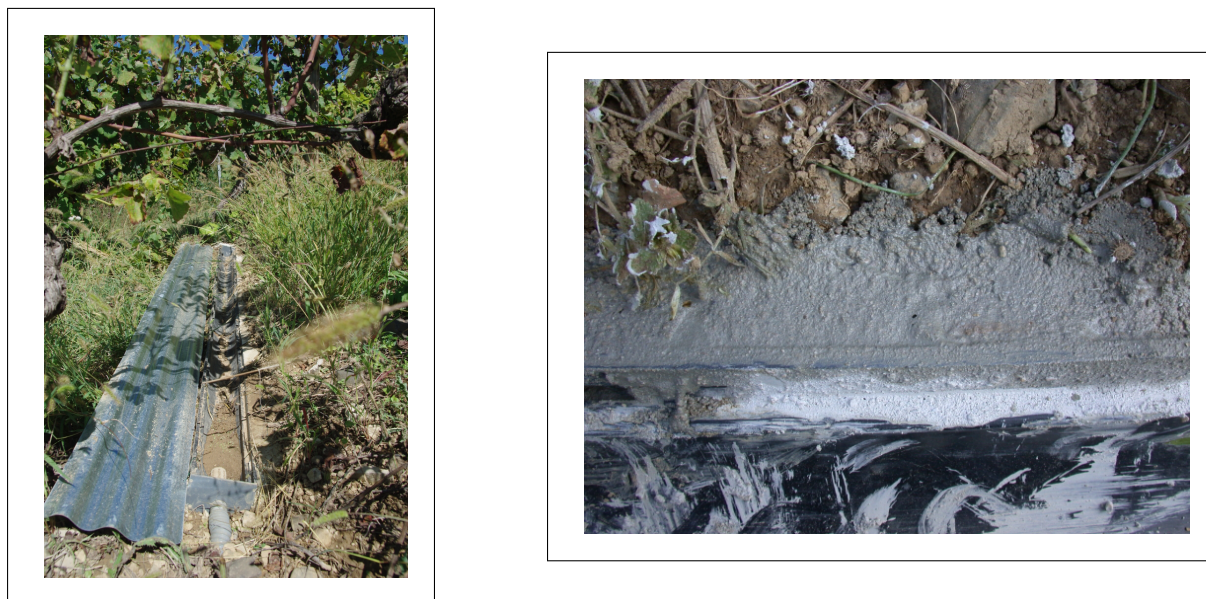


FIGURE 2.9 – Photos de gouttière

supérieures pour les parcelles situées à l'aval. Les gouttières sont en PVC et composées de 3 portions emboîtées les unes dans les autres. Le côté amont des gouttières a été cimenté à l'aide de mortier afin d'assurer un bon contact avec le sol et ainsi récupérer tout le ruissellement.

Pour protéger les gouttières de la pluie directe, elles ont été recouvertes de tôles ondulées en acier orientées de façon à évacuer l'eau dans l'interrang du milieu. L'exutoire est composé d'une crépine ayant pour but de filtrer les sédiments grossiers (>1 mm environ) et d'un tuyau reliant chaque gouttière à un regard. Pour les pluies naturelles, des débitmètres, permettant de mesurer l'intensité de ruissellement, ont été installés dans les regards. Ils seront décrits plus précisément dans le paragraphe 4.1.3 au chapitre 4.

Conclusion

Ce chapitre a été l'occasion de présenter le site du Pradel et ses caractéristiques. Deux types d'interrang (sans la partie aérienne de la végétation et avec enherbement maîtrisé) ont été équipés de gouttières délimitant des parcelles de différentes longueurs. Ces installations vont nous permettre de collecter le ruissellement sous pluies naturelles et sous pluies simulées.

Deuxième partie

Expérimentation

Chapitre 3

Les simulations de pluies au Pradel

Introduction

La complexité des sols naturels (texture, structure, microtopographie, végétation, etc...) est telle qu'il est nécessaire de passer par des mesures in situ pour comprendre le ruissellement et l'infiltration. En outre, l'utilisation de simulations de pluie présente l'intérêt d'un meilleur contrôle des paramètres de la pluie et permet ainsi d'évaluer l'influence de cette dernière sur le ruissellement. Le simulateur de pluie utilisé, spécialement conçu pour cette étude, permet d'arroser différentes longueurs de parcelle afin d'en étudier l'effet sur le ruissellement. Le but de ce chapitre est donc d'étudier le comportement de ces parcelles au regard des différents protocoles mis en place pour ensuite interpréter les différents phénomènes observés.

3.1 Matériel et méthodes

3.1.1 Le simulateur de pluie

Le simulateur de pluie utilisé a été conçu spécialement pour les expériences menées au Pradel (voir Fig. 3.1 et 3.2). Il est adapté pour arroser un interrang de vigne sur ce site. Il est réglable en longueur, ce qui permet d'arroser de 2 m à 8 m de portion de versant. Le simulateur de pluie est composé de conduites de 2 m de long munies chacune de 8 inserts, permettant de mettre soit un bouchon soit un gicleur. Pour recouvrir toute la largeur de l'interrang, deux séries de conduites sont placées parallèlement à la pente. Elles sont reliées à des conduites métalliques perpendiculaires à la pente réparties tous les 2 m.

Le simulateur de pluie est posé sur un portique en aluminium de 1 m de hauteur environ. Il est lui-même réglable afin de compenser la légère pente qui existe perpendiculairement aux rangs de vigne. Ce réglage a pour but d'obtenir la même pression de chaque côté du simulateur et donc une meilleure homogénéité de la pluie.

Les gicleurs

Les gicleurs utilisés sont des gicleurs de marque Lechler® avec un angle de pulvérisation de 120° à cône plein, c'est-à-dire qu'ils arrosent un disque de manière uniforme à la surface (Fig.3.3).



FIGURE 3.1 – Photographie du simulateur de pluie.

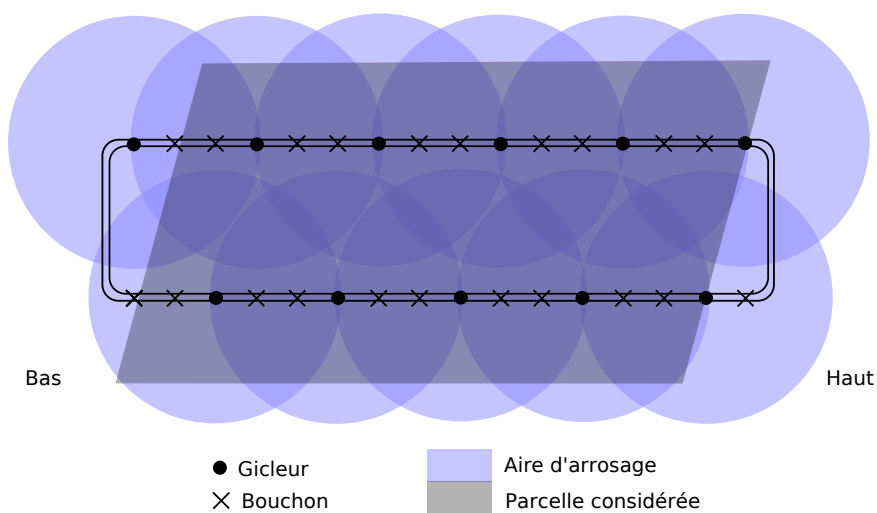


FIGURE 3.2 – Schéma du simulateur. Dans ce cas de figure, des bouchons ont été vissés sur deux tiers des inserts.

Nom	Référence	Pression (en bar)	
		0.5	1
Petit gicleur	460.368	0.36	0.48
Gros gicleur	460.408	0.57	0.76

TABLEAU 3.1 – Débit des gicleurs (en L/min). D’après les données constructeur.



FIGURE 3.3 – Gicleur utilisé pour les simulations de pluie

Deux sortes de gicleurs ont été utilisés pour les expériences permettant de changer le débit (voir Tab. 3.1). Pour régler le débit, certains gicleurs peuvent être remplacés par des bouchons sur le simulateur de pluie.

Une autre possibilité est de modifier la pression de l’eau à l’entrée du simulateur (contrôlée par un manomètre à l’entrée et à la sortie du simulateur). Dans un premier temps (Expériences 1,2,3 et 7, Tab. 3.2), des pressions de 0.6 et 0.8 bar ont ainsi été utilisées pour diminuer le débit mais cette méthode a été abandonnée car l’angle de pulvérisation des gicleurs était alors trop faible. Par la suite, la pression d’entrée du simulateur a été fixée à 1 bar. Cependant, pour les expériences 24 et 25 qui ont été menées sur des parcelles plus élevées (parcelles F), la pression maximale disponible était inférieure à 1 bar (entre 0.77 et 0.92 bar).

Les effets de bord

Un des problèmes de la simulation de pluie réside dans la prise en compte des effets de bord. Contrairement à une pluie naturelle, un versant tout entier ne peut être arrosé. Cela implique donc que les zones autour de la parcelle sont plus sèches que la parcelle elle-même et donc il se forme un gradient d’humidité entre la parcelle et les zones environnantes. Un tel gradient est générateur de flux d’eau latéral, flux qui n’existerait pas dans des conditions de pluie naturelle uniforme. Si il est illusoire de pouvoir s’en affranchir totalement, il est possible de limiter cet effet de bord.

La technique habituelle consiste à arroser une zone plus grande que la zone de récolte du ruissellement. Cette technique est employée par exemple pour le simulateur développé par l'ORS-TOM (Asseline et Valentin, 1978). En arrosant une zone plus grande, on limite les flux latéraux entre la parcelle et les zones environnantes car ces dernières sont aussi humides que la parcelle.

La contre-partie d'un tel dispositif est qu'il est nécessaire d'enfoncer légèrement dans le sol un cadre métallique délimitant la zone contributive. Ce cadre a pour effet de modifier la structure du sol à la surface sur les pourtours. Cela peut être gênant pour une surface présentant une croûte de surface par exemple (Casenave, 1982). De plus, elles peuvent servir de guide accélérant le transit du ruissellement en créant une connectivité artificielle.

Pour ces expériences, la même technique a été utilisée en arrosant plus que la largeur d'un interrang. Cependant, l'érosion étant moindre au niveau du rang de vigne que dans les interrangs, il se forme avec le temps des buttes aux niveaux des ceps de vigne. Ces buttes sont des délimitations naturelles des parcelles au niveau des côtés. Il est donc inutile d'installer un cadre sur les côtés de la parcelle.

Pour la délimitation à l'amont de la parcelle, les contraintes sont plus importantes. Les parcelles doivent pouvoir servir durant une même expérience à collecter le ruissellement sur 2, 4 ou 8 m de longueur de versant. Enfoncer une plaque à l'amont selon la longueur voulue pour les différentes expériences modifierait la structure de la surface de manière trop importante pour les expériences suivantes. Le choix a donc été de ne rien mettre, par conséquent la limite supérieure n'est pas nette. Le calcul de l'aire de la zone contributive a été fait en faisant l'hypothèse que la limite supérieure correspond aux derniers gicleurs. Cette hypothèse implique que :

- la pluie tombant au-dessus de cette limite est considérée réduire l'effet de bord,
- le ruissellement éventuel provenant de cette zone est considéré comme négligeable.

L'érosion

La répétition des expériences sur les trois mêmes parcelles durant 3 ans modifie évidemment l'état de surface de la parcelle rendant les comparaisons plus difficiles. Il est donc important de limiter au maximum l'érosion de nos parcelles provoquée par nos simulations de pluies. On distingue en général deux facteurs de l'érosion à l'échelle du versant : l'action de la pluie sur le sol et l'action du ruissellement (Kinnell, 2005). L'effet érosif du ruissellement ne peut être diminué sans modifier la surface du sol. L'énergie cinétique de la pluie, responsable de l'érosion (Kinnell, 2005), peut être réduite simplement en diminuant :

- la masse des gouttes, i.e. leur taille, en utilisant des gicleurs produisant de fines gouttelettes,
- leur vitesse, en réduisant la hauteur de chute.

Les données du constructeur des gicleurs nous indiquent que la distribution des gouttes est constituée de gouttes fines avec une faible dispersion (95 % des gouttes ont un diamètre inférieur à 550 μm). De plus, la hauteur du simulateur étant de environ 1 m, la vitesse de chute est beaucoup plus faible que pour des pluies naturelles. L'énergie cinétique des gouttes est donc faible en comparaison avec une pluie naturelle où les gouttes peuvent atteindre des diamètres de quelques mm et également des vitesses plus importantes (Uijlenhoet et Stricker, 1999).

Le vent

La contrepartie d'avoir des gouttes fines pour éviter l'érosion est leur grande sensibilité au vent. L'intensité de pluie peut donc être modifiée au cours du temps selon les rafales de vent. Afin de pallier à ce problème, une bâche a été installée dans la direction du vent à chaque fois qu'il y en avait. Sur l'ensemble des expériences, aucun effet particulier n'a été observé sur le débit de ruissellement lors de fortes rafales (par ex. une diminution du débit juste après une rafale).

3.1.2 La mesure du ruissellement

Pour la mesure du ruissellement, la méthode la plus simple et la plus directe a été choisie : elle consiste à recueillir dans une éprouvette graduée le volume écoulé pendant un temps compris entre 10 s et 1 min. Un des désavantages de cette mesure est qu'elle intègre le ruissellement sur le temps de la mesure et donc cette mesure n'est pas instantanée.

L'erreur de mesure faite sur le ruissellement avec V le volume mesuré, t le temps et Q le débit est estimée dans l'équation 3.2. Les volumes ont été mesurés avec un jeu d'éprouvettes graduées permettant de choisir l'éprouvette la plus adaptée au volume. Ainsi, l'erreur faite est toujours inférieure à 5%. Pour la mesure du temps, on peut estimer l'erreur à environ une demi-seconde. Les pas de temps les plus faibles utilisés étaient de 10 secondes, soit une erreur de 5 %.

$$Q = \frac{V}{t} \quad (3.1)$$

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta t}{t} = 10\% \quad (3.2)$$

Donc en général, sur les mesures de ruissellement, l'erreur relative maximale est inférieure à 10%. Il s'agit donc de trouver un juste milieu pour la durée de la mesure entre un temps «long», ce qui diminue l'erreur relative, et un temps «court», qui permet une mesure moins intégrative. En pratique, le temps de mesure est adapté en fonction de la dynamique du ruissellement. Pendant, les phases de montée et de récession, la durée de la mesure est diminuée (10 s) afin de mesurer correctement la dynamique. Pendant le régime quasi-permanent, la durée de la mesure est rallongée afin de minimiser l'erreur de mesure.

3.1.3 La mesure de la pluie

Le simulateur de pluie utilisé ne permet pas, bien entendu, d'avoir une pluie parfaitement homogène à la surface du sol. Il paraît donc nécessaire de contrôler l'intensité de pluie au sol. Sachant cette contrainte, le pluviomètre de contrôle choisi est composé de deux caisses posées au sol, chacune constituée d'une série de six flacons (voir Fig. 3.1). Ces caisses ont été déplacées régulièrement durant toute la mesure de pluie (entre 6 min et 10 min) de manière à recouvrir toute la surface arrosée. En outre, les caisses ont des pieds plus courts à l'amont qu'à l'aval de manière à compenser la pente et elles sont ajourées pour minimiser le prélèvement d'eau dû à

ces pluviomètres. Enfin, l'effet splash induit est négligeable de par la taille des gouttes et de par l'utilisation de flacons à paroi mince d'une hauteur de 13 cm.

La mesure de la pluie ainsi obtenue correspond à une moyenne spatio-temporelle de l'intensité de pluie. Les valeurs d'intensité de pluie correspondront par la suite à la moyenne des volumes collectés dans les flacons divisés par le temps de mesure. L'erreur-type sur la mesure est assimilable à l'écart-type des intensités des 12 flacons.

3.1.4 La mesure de la teneur en eau

La sonde à neutron

La sonde à neutron permet une mesure indirecte de la teneur en eau. Elle est composée d'une source radioactive (Américium 241/Béryllium) émettant des neutrons et d'un récepteur qui permet de mesurer la quantité de neutrons réfléchis. Ce dispositif est descendu à l'intérieur d'un tube enfoncé dans le sol. Le principe est le suivant : les neutrons émis par la source vont être réfléchis essentiellement par collisions successives avec des particules de la même taille, c'est-à-dire des atomes d'hydrogène. L'hydrogène étant présent dans le sol majoritairement sous forme d'eau, on peut ainsi en déduire une relation entre le nombre de neutrons réfléchis et la quantité d'eau dans le sol. L'estimation de cette relation est obtenue par un étalonnage.

L'intérêt d'une telle sonde est qu'elle intègre la mesure dans un volume sphérique, relativement important par rapport à d'autres appareillages, autour de la source mais ce volume dépend de la teneur en eau (de 5 à 20 cm de rayon). En outre, c'est une mesure précise et fiable. Cependant, elle permet difficilement de suivre l'évolution d'une teneur en eau au cours d'une expérience de simulation de pluie car la mesure n'est pas instantanée. Elle ne permet pas non plus de faire des mesures de surface. La première mesure à 10 cm de profondeur est également influencée par la surface, une partie des neutrons partant à l'air libre.

Deux sondes ont été utilisées durant nos expériences :

- Troxler 4300[®] (Research Triangle Park, North Carolina, USA)
- 503 T.DR.9[®] (CPN International, California, USA)

Deux tubes à 1.2 m et 4 m de l'exutoire ont été installés sur les parcelles A Nord et Sud ainsi qu'un tube à 2 m de l'exutoire sur la parcelle C Sud. L'étalonnage n'a pas pu être effectué par manque de temps et de conditions d'humidité contrastées et c'est donc l'étalonnage constructeur calibré sur de nombreux sols qui a été utilisé. Il en résulte que l'erreur faite sur la teneur en eau est plus importante.

Le capteur diélectrique

Comme pour la sonde à neutron, le capteur diélectrique mesure de manière indirecte la teneur en eau (voir Fig. 3.4). Il mesure en fait la constante diélectrique du volume de sol compris entre ses guides d'onde. Un signal à 20 MHz est envoyé dans les guides d'onde, ce qui crée un champ électromagnétique. La réponse du sol à ce champ magnétique permet de déterminer la constante diélectrique qui dépend de la permittivité électrique, elle-même dépendant de la composition

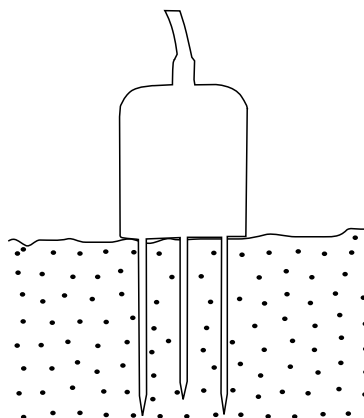


FIGURE 3.4 – Schéma d'un capteur diélectrique

du sol et de la teneur en eau. Donc pour un sol donné et une salinité constante, elle dépend essentiellement de la teneur en eau.

Un capteur diélectrique permet ainsi de mesurer de manière précise la teneur en eau intégrée sur les 5 premiers centimètres (longueur des tiges). La mesure étant quasiment instantanée permet de suivre l'évolution de la teneur en eau à la surface durant toute une expérience. De même que pour la sonde à neutrons, l'étalonnage utilisé est celui du constructeur.

Cependant, cette mesure reste très locale et ne rend pas compte de la variabilité spatiale de la teneur en eau sur toute la parcelle. Durant nos expériences, le capteur diélectrique, de marque Delta-T SM200[®], a été placé à mi-chemin entre la ligne arrosée et l'axe central de manière à être le plus représentatif possible.

3.1.5 Les protocoles expérimentaux

Quatre protocoles différents ont été utilisés pour ces expériences (Fig. 3.5) :

Protocole 1 (P1) Le but est d'observer l'influence de l'intensité de pluie sur l'infiltration en régime permanent. Pour une même longueur de versant, la parcelle considérée est arrosée avec différentes intensités de pluie croissantes jusqu'à stabilisation du ruissellement puis récession pour chaque intensité.

Protocole 2 (P2) Ce protocole a pour objectif d'évaluer l'effet de la longueur du versant sur le ruissellement en régime permanent. A une même intensité de pluie, la longueur de parcelle arrosée varie de la plus longue à la plus courte. Pour chaque longueur, le régime quasi-permanent est atteint suivi d'une récession.

Protocole 3 (P3) L'objectif est d'estimer l'effet de la dynamique des pluies sur le ruissellement en comparant deux pluies de même cumul et de même intensité maximale mais de dynamiques différentes : la première est une série de pluies intermittentes (10 min de pluie, 10 min d'arrêt), la deuxième est une pluie continue. Le pas de temps choisi est arbitraire mais il est assez long pour que le flaquage de surface disparaisse entre deux pluies et assez court pour ne pas atteindre un régime pseudo-permanent.

Protocole 4 (P4) Comme pour le protocole 3, il a pour but d'évaluer l'influence de la dynamique des pluies mais cette fois-ci en comparant une pluie intermittente avec une pluie continue de même intensité moyenne mais d'intensité maximale différente. La pluie intermittente est constituée de créneaux de pluie de 10 min de pluie suivi de 10 min d'arrêt avec une intensité double de celle de la pluie continue.

Le ruissellement moyen de la pluie intermittente est comparé au ruissellement de la pluie continue en régime permanent.

Plusieurs de ces protocoles peuvent évidemment être (et ont été) utilisés durant une même expérience, le but de ces protocoles étant de distinguer l'influence de chaque caractéristique de la pluie (intensité, durée, cumul...). Inversement, les mesures d'un même protocole peuvent être issues de plusieurs expériences, et cela sera alors précisé.

L'ensemble des configurations et protocoles utilisés sont résumés dans le tableau 3.2.

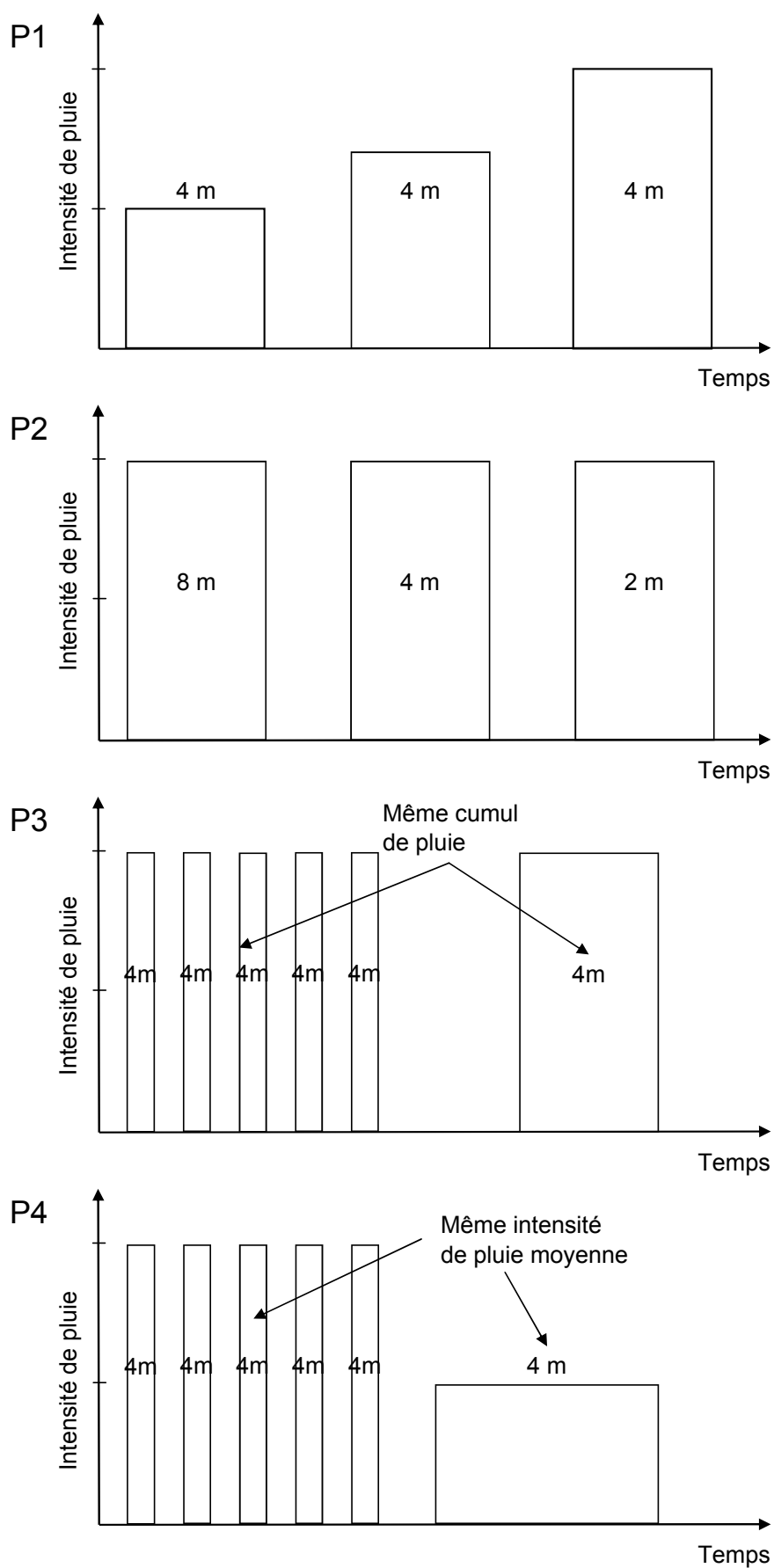


FIGURE 3.5 – Les différents protocoles utilisés pour les simulations de pluie. 2m, 4m et 8m correspondent aux longueurs de versant arrosées.

n° expérience	Date	Couverture	Parcelle	Longueur <i>m</i>	Intensité de pluie <i>mm/h</i>	Ecart-type <i>mm/h</i>	Protocole	t_R <i>s</i>	$\Delta\theta$ $cm^3.cm^{-3}$	DRi <i>mm</i>	DRi <i>%</i>
1	18 avr. 2006	Désherbé	A Nord	4	131	29	P1	470			
				4	93	23		-			
2	21 avr. 2006	Désherbé	A Nord	4	66	20	P1	450			
3	27 avr. 2006	Désherbé	A Nord	4	49	19	P1	550	0.05		
4	10 mai 2006	Enherbé	C Sud	4	76	6	P2	255			
				2	76	6		-			
5	16 mai 2006	Enherbé	C Sud	4	85	30	P2	2235	0.12		
				2	85	30		-			
				1	85	30		-			
6	17 mai 2006	Désherbé	A Nord	4	79	14	P2	920	0.05		
				2	79	14		388			
				1	79	14		156			
7	23 mai 2006	Désherbé	A Nord	4	97	5	P3/P1	520	0.05	2.1	25
				4	89	1		96			
				4	81	3		171			
8	24 mai 2006	Enherbé	C Sud	4	85	13	P3/P1	1170	0.14	1.8	23
				4	54	11		270			
				4	34	7		550			
9	6 juin 2006	Désherbé	A Nord	8	20	7	P3/P1	-			
				8	60	7		863			
				2	60	7		-			
10	7 juin 2006	Enherbé	A Sud	8	49	12	P2/P1	6720	0.10		
				2	49	12		-			
				2	87	3		-			
11	13 juin 2006	Désherbé	A Nord	8	69	18	P3	1040	0.08	1.3	19
				2	69	18		184		1.5	24
12	14 juin 2006	Enherbé	A Sud	8	67	14	P3	1770	0.09		
				2	67	14		80		0.4	24
13	10 nov. 2006	Désherbé	A Nord	4	163		P4	495	0.08	2	16

n° expérience	Date	Couverture	Parcelle	Longueur <i>m</i>	Intensité de pluie <i>mm/h</i>	Ecart-type <i>mm/h</i>	Protocole	t_R <i>s</i>	$\Delta\theta$ $cm^3.cm^{-3}$	DRi <i>mm</i>	DRi <i>%</i>
				4	101	46		85			
				4	62	25		55			
14	2 juin 2007	Désherbé	A Nord	8	65	18	P1	1250	0.06		
				8	45	9		112			
				8	30	3		112			
15	4 juin 2007	Désherbé	A Nord	8	49	9	P1	1630	0.06		
				8	33	6		-			
16	5 juin 2007	Enherbé	A Sud	4	92	8	P1	-	0.05		
				4	59	5		400			
				4	46			400			
				4	38	7		390			
17	6 juin 2007	Enherbé	A Sud	4	97	8	P4	390	0.01	1.9	34
				4	50	3		450			
				4	96	15		128		2	28
18	7 juin 2007	Désherbé	A Nord	4	64	8	P4	345	0.06	1.4	23
				4	77	10		103		1.7	18
				4	42	4		97			
19	5 juin 2008	Enherbé	A Sud	8	71	9	P4	520			
				8	96	9		185		1.9	25
20	6 juin 2008	Désherbé	A Nord	8	33	4	P1	1134			
21	7 juin 2008	Désherbé	A Nord	2	35	1	P4	820			
				2	68	8		298		1.6	22
22	9 sept. 2008	Enherbé	A Sud	4	29	10	P4	-			
				4	46	7		570			
				4	84	28		284		1.1	42
23	10 sept. 2008	Désherbé	A Nord	4	18	8	P1	-			
				4	29	10		400			
24	3 juin 2009	Désherbé	F Nord	8	25	2	P1/P3	-			
				8	32	8		-			

n° expérience	Date	Couverture	Parcelle	Longueur <i>m</i>	Intensité de pluie <i>mm/h</i>	Ecart-type <i>mm/h</i>	Protocole	t_R <i>s</i>	$\Delta\theta$ $cm^3.cm^{-3}$	DRi <i>mm</i>	DRi <i>%</i>
25	4 juin 2009	Enherbé	F Sud	8	76	22		360			
				8	64	14		427		2.5	38
				8	46	8	P1/P4	-			
				8	53	6		-			
				8	94	27		335		1.7	25
26	5 juin 2009	Enherbé	A Sud	8	67	4		200			
				8	?	?	P1/P3	-			
				8	72	11		-			
				8	99			330		2.6	52
				8	72			185			
27	6 juin 2009	Enherbé	A Sud	8	74	21	P1/P4	444.5			
				4	70	4		250			
				4	49	7		1208			
				4	75	7		190			
				4	101	9		210		1.3	25
28	7 juin 2009	Désherbé	A Nord	8	34	7	P1/P4	1583			
				4	27	4		400			
				4	46	9		95			
				4	66	20		105			

TABLEAU 3.2: Tableau récapitulant toutes les expériences avec les différentes conditions et les différents protocoles utilisés. t_R correspond aux temps d'apparition du ruissellement et $\Delta\theta$ à la différence de teneur en eau moyenne entre le début et la fin de l'expérience (par intégration des profils de sonde à neutron). DRi correspond au déficit de ruissellement par intermittence qui sera défini au § 3.2.5.

3.2 Résultats et discussion

3.2.1 La teneur en eau

Les profils de teneur en eau

Les graphiques de la figure 3.6 montrent les profils de teneur en eau mesurée à l'aide d'une sonde à neutron avant et après les expériences. Dans toutes les expériences, les valeurs à 10 cm ne correspondent pas forcément à un assèchement de surface car la valeur à 10 cm est influencée par la surface (voir § 3.1.4).

En prenant en compte cette précaution, on observe que, pour la parcelle A Nord, le profil de teneur en eau initial est uniforme avec la profondeur. De plus, la profondeur d'infiltration, définie au § 1.2.1, est supérieure à 50 cm car la teneur en eau finale est uniforme jusqu'à 50 cm. Ces observations sont généralisables à toutes les expériences, pour lesquelles on a mesuré la teneur en eau par sonde neutronique, pour cette parcelle (à 1.2 m et à 4 m de l'exutoire) ainsi que sur la parcelle C Sud.

Pour le tube de la parcelle A Sud à 1.2 m de la gouttière, les résultats montrent un profil avec une anomalie de teneur en eau vers 40 cm de profondeur. De plus, la teneur en eau augmente en profondeur (à noter que le tube sur cette parcelle est plus profond). Le parallélisme des profils pour les différents états peut faire penser à des différences pédologiques (par ex. une augmentation de la pierrosité en profondeur). En outre, la mise en place du tube de sonde à neutron sous la pluie avec une pierrosité importante nous permet aussi d'invoquer un défaut de mise en place du tube.

Les profils de teneur en eau sur la parcelle A Sud à 4 m de l'exutoire augmentent également avec la profondeur avec une légère anomalie vers 50 cm. La comparaison avec le tube à 1.2 m semble confirmer l'hypothèse de l'influence de la composition du sol sur la mesure.

L'évolution de la teneur en eau de surface

La figure 3.7 montre l'évolution de la teneur en eau pour l'expérience n°22 après que la parcelle ait subi plusieurs pluies dans la matinée, donc avec une saturation de surface importante (l'ensemble des résultats est présenté à l'annexe A). Entre deux pluies (10 min), la teneur en eau diminue au maximum de 1.2 % en absolu. Durant une pluie, elle met environ 6 min pour revenir à la saturation maximum sur 5 cm. Cependant, cette valeur est une valeur intégrée sur 5 cm et la surface qui contrôle le flaquage atteint la saturation en moins de 6 min.

Le ruissellement apparaît ainsi à l'exutoire à chaque créneau quand la teneur en eau vaut environ 45.7 %. Sachant qu'il a fallu que la surface du sol se sature puis que des flaques se forment avant de se connecter jusqu'à l'exutoire, cela souligne l'importance de la couche superficielle du sol dans le contrôle du ruissellement. Cependant, il faut évidemment prendre des précautions et noter que cette mesure reste une mesure ponctuelle et donc non représentative de toute la surface. De plus, cette mesure est influencée par la présence d'eau liquide entre la surface et le haut des guides d'onde du capteur. La teneur en eau ainsi mesurée est surtout utilisée comme un indicateur relatif de l'évolution de la saturation de la surface.

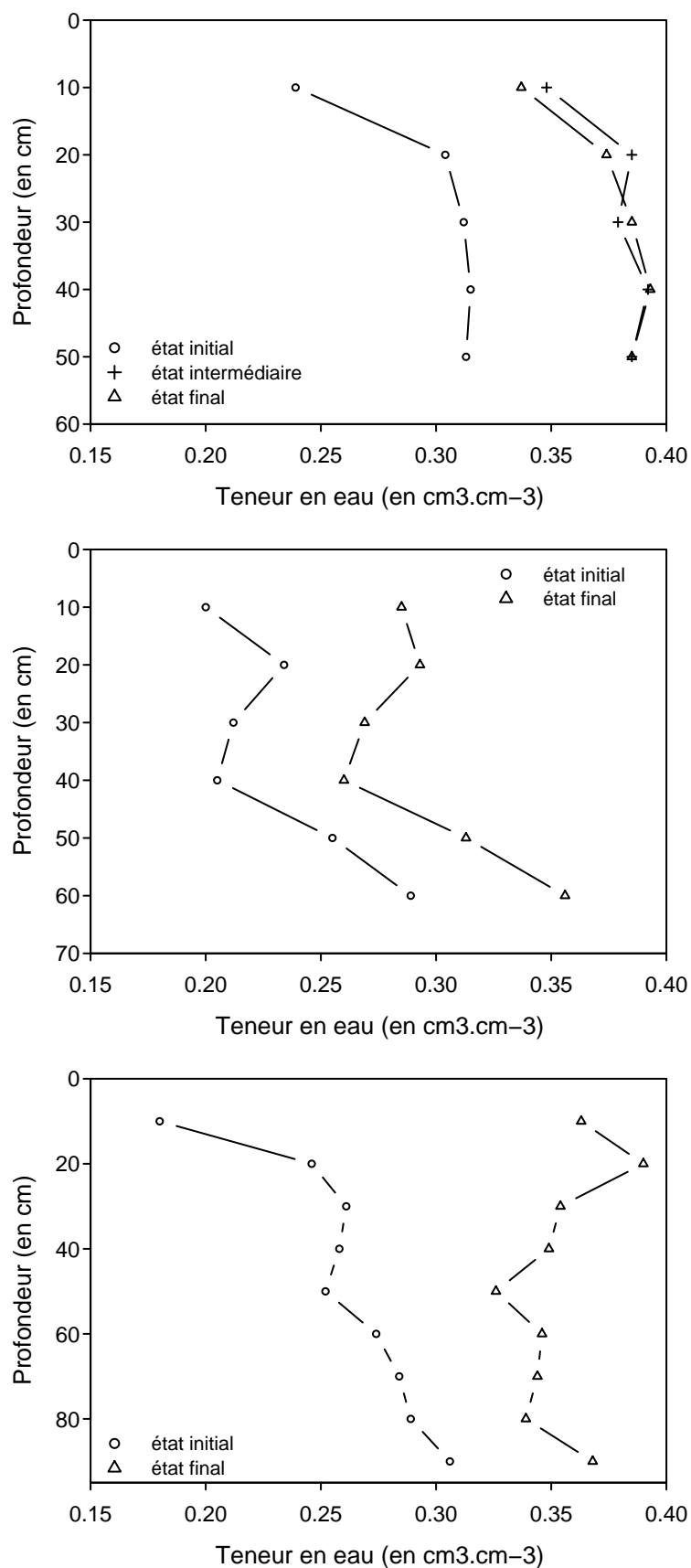


FIGURE 3.6 – Profil de teneur en eau pour la parcelle A Nord à 1.2m de l'exutoire (en haut) lors de l'expérience du 10 juin 06 et pour la parcelle A Sud à 1.2 m (au milieu) et à 4m de l'exutoire (en bas) lors de l'expérience du 14 juin 06.

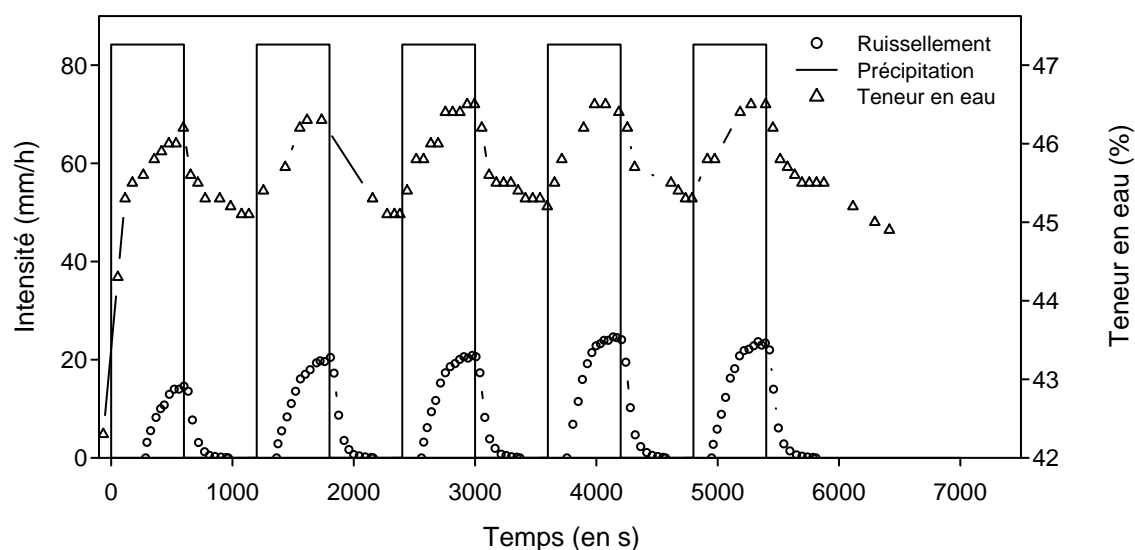


FIGURE 3.7 – Évolution de la teneur en eau mesurée avec le capteur diélectrique pendant l'expérience n°22.

3.2.2 Les temps d'apparition du ruissellement

Le ruissellement apparaît à l'exutoire d'une parcelle quand les flaques présentes à la surface se connectent et forment un chemin jusqu'à l'exutoire. Il ne faut donc pas confondre le temps d'apparition et le temps de flaquage. Ce dernier correspond au moment où ponctuellement il y a un refus d'infiltration et donc, selon le point de mesure, il peut être inférieur ou supérieur au temps d'apparition du ruissellement.

La figure 3.8 montre les temps d'apparition du ruissellement pour trois états initiaux différents : dernière pluie (simulée ou naturelle) antérieure à 72 h, dernière pluie comprise entre 12 h et 72 h et dernière pluie inférieure à 12 h. Les temps d'apparition du ruissellement augmentent avec l'augmentation du délai entre la dernière pluie et l'expérience considérée. Ce résultat est logique puisque le sol a une capacité d'infiltration plus faible quand il est humide et donc réagit plus rapidement à une pluie pour former du ruissellement.

Quelque soient les conditions initiales, aucune influence du type de parcelle ne peut être clairement observée : les parcelles enherbées ne mettent pas plus de temps à ruisseler que les parcelles nues. Ces résultats sont contradictoires avec ceux observés dans d'autres études sur le terrain comme par exemple pour Angermann *et al.* (2002) sur des parcelles d'un verger aux États-Unis pour lesquelles ils observent un temps d'apparition du ruissellement plus important pour les parcelles enherbées que pour des parcelles nues.

Cependant, la restructuration d'une parcelle après un désherbage chimique peut être longue. Les macropores formés par d'anciennes racines peuvent rester actifs (Beven et Germann, 1982) et, ainsi, la capacité d'infiltration d'une parcelle désherbée chimiquement peut rester similaire à celle de la parcelle non désherbée. Dunne *et al.* (1991) n'ont observé, sur des parcelles dont la densité herbeuse a été changée par irrigation pendant 35 jours, aucune influence du couvert

sur l'infiltration. Ils concluent que si la végétation pousse rapidement, les racines n'ont pas le temps de s'étendre assez pour modifier la structure du sol. Le sol a donc besoin de temps pour que sa structure change après une modification du couvert. Cela pourrait donc expliquer le peu de différence entre nos deux types de parcelles sur le temps d'apparition du ruissellement.

3.2.3 La détention récupérable

La détention récupérable correspond au volume ruisselé après l'arrêt de la pluie. La figure 3.9 montre que ce volume augmente avec l'intensité de ruissellement avant la pluie. Ce résultat est logique puisqu'il signifie que la lame d'eau moyenne à la surface augmente avec le ruissellement. La différence entre les deux parcelles principales (A Nord et A Sud) est faible si l'on en juge par les coefficients respectifs des droites de régression 0.0249 et 0.0251 mm/(mm/h) de la détention récupérable en fonction de l'intensité de ruissellement (origine forcée à 0). Le modèle linéaire est valide dans cette gamme d'intensité au vu des bons critères de Nash : 0.76 pour l'interrang désherbé et 0.88 pour l'enherbé. La végétation joue deux rôles sur la détention récupérable (§ 1.3.5) :

- elle limite l'érosion localement, ce qui permet de maintenir une microtopographie plus importante ;
- elle augmente le coefficient de frottement et donc augmente la hauteur d'eau à la surface pour un flux donné.

Dans notre cas, la surface du sol a été a priori peu influencée par le désherbage chimique. La microtopographie n'a pas, semble-t-il, eu le temps de se restructurer en 3 années de mesures.

3.2.4 L'influence de la longueur de versant sur le ruissellement

La figure 3.10 montre le débit moyen de ruissellement en régime permanent en fonction de la longueur arrosée pour différentes intensités de pluie. Les données utilisées correspondent à une même configuration du simulateur (même nombre de gicleurs et type de gicleurs, même pression d'entrée) mais pas forcément aux mêmes dates d'expérience.

Aucun effet de la longueur sur le ruissellement ne peut être déterminé au vu des résultats obtenus que ce soit pour la parcelle enherbée ou pour la parcelle désherbée. La diminution du ruissellement avec la longueur de versant observée sous pluies naturelles (Lal, 1997; van de Giesen *et al.*, 2000; Joel *et al.*, 2002; Esteves et Lapetite, 2003; Parsons *et al.*, 2006) ne semble pas exister en régime pseudo-permanent pour cette gamme de longueur de versant (entre 1 et 8 m). Cela confirme les résultats observés par Stomph *et al.* (2001) en laboratoire : l'effet de longueur sur le ruissellement n'existerait qu'en régime transitoire.

L'absence d'effet de longueur sur le ruissellement pour un sol présentant une variabilité spatiale, comme l'ont montré les mesures d'infiltrométrie (coefficient de variation de 35 %, § 2.2.1), confirme l'hypothèse que la variabilité spatiale des paramètres du sol n'est pas suffisante pour expliquer l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement. Ainsi, Julien et Moglen (1990) ont montré à l'aide de simulations numériques que l'effet de la variabilité spatiale des paramètres

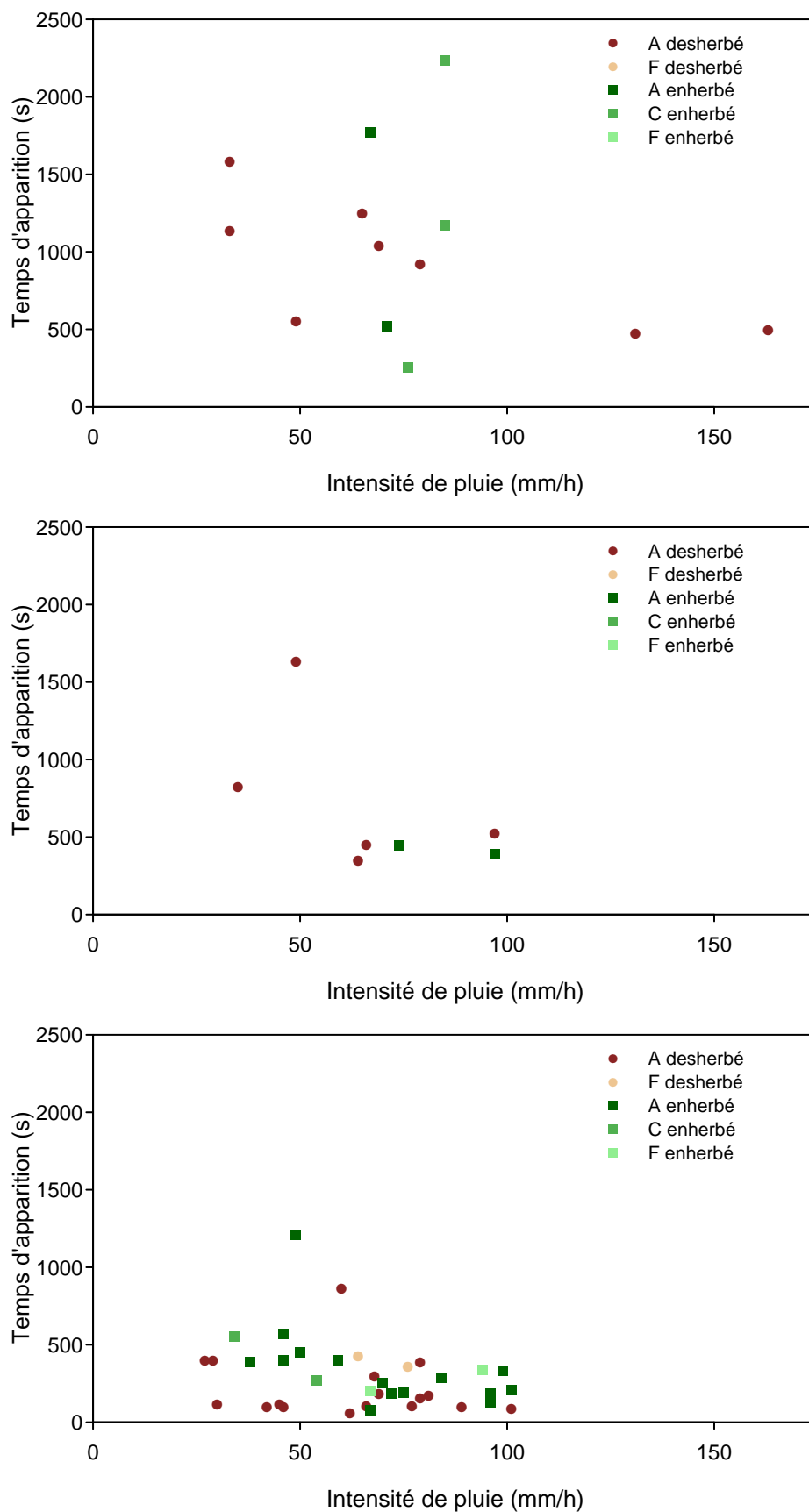


FIGURE 3.8 – Temps d'apparition du ruissellement en fonction de l'intensité de pluie pour trois conditions initiales différentes : "sèche" en haut (dernière pluie antérieure à 72 h), "humide" en bas (dernière pluie inférieure à 12 h) et "intermédiaire" au centre (dernière pluie comprise entre 12 h et 72 h).

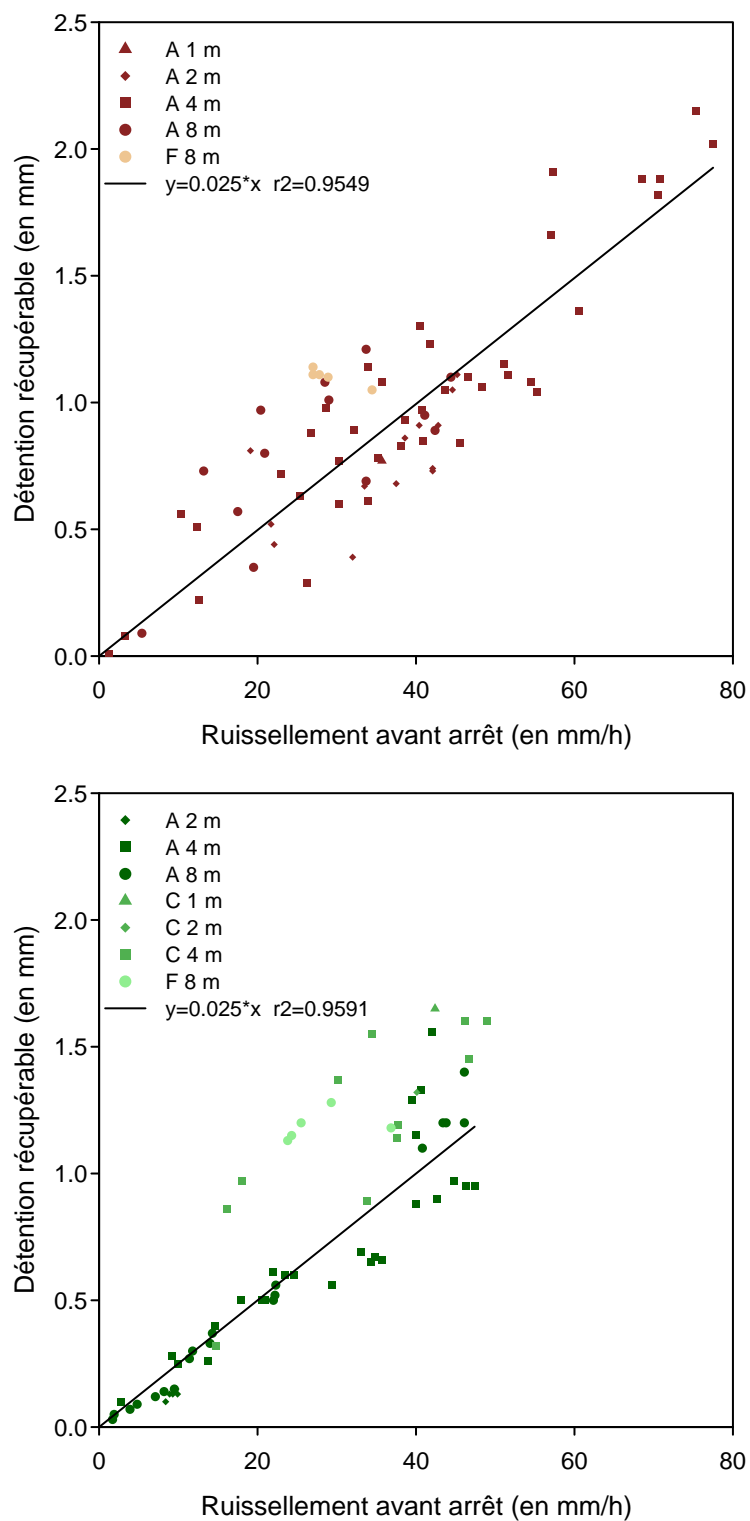


FIGURE 3.9 – Détention récupérable après arrêt de la pluie en fonction du ruissellement pour l'interrang désherbé (en haut) et enherbé (en bas). Les droites de régression sont calculées uniquement sur les parcelles A de chaque interrang.

du sol s'atténuait avec la durée de la pluie. Si un tel effet de longueur existait sur nos parcelles sous pluies naturelles, les résultats confirmeraient l'hypothèse que cet effet n'existe qu'en régime transitoire.

3.2.5 L'influence de l'intensité de pluie sur l'infiltration

En régime permanent, l'infiltration dépend fortement de l'intensité de pluie (Fig. 3.11). Cette observation contredit la théorie pour un sol homogène selon laquelle, en présence de ruissellement, l'infiltration tend plus ou moins vite vers une conductivité à saturation qui, elle, est indépendante de l'intensité de pluie (voir § 1.2.1).

De nombreux auteurs ont observé cet effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration (Lafforgue, 1977; Hawkins, 1982; Dunne *et al.*, 1991; Wainwright, 1996). L'idée communément admise est celle d'une aire contributive augmentant avec l'intensité de pluie. Plus la surface inondée augmente, plus les zones à forte infiltrabilité vont pouvoir infiltrer de l'eau.

La microtopographie peut alors jouer un rôle important, en particulier pour des sols enherbés : les touffes d'herbe sont situées en général sur les points hauts de la microtopographie car elles protègent le sol de l'érosion. Quand l'intensité de pluie augmente, la lame d'eau s'élève et inonde alors ces points hauts plus infiltrants, ce qui augmente le flux d'infiltration moyen de la parcelle (Dunne *et al.*, 1991).

L'observation de nos parcelles confirme plutôt cette idée de la présence des herbes sur les points hauts. Les mesures d'infiltrométrie à disque (§ 2.2.1), si elles n'ont pas permis de distinguer clairement deux populations de conductivité entre sol nu et touffes d'herbe, ont néanmoins montré qu'en moyenne ces dernières infiltraient plus, cela va donc dans le sens du modèle de Dunne *et al.* (1991).

La parcelle A désherbée infiltre moins que la parcelle A enherbée mais autant que les parcelles C et F enherbées. L'effet de la végétation sur l'infiltration n'est donc pas clairement déterminé. La figure 3.11 montre surtout un effet de parcelle, c'est-à-dire de variabilité spatiale de l'infiltration. Cela rejoint les remarques à propos du temps d'apparition du ruissellement (§ 3.2.2) sur le peu de différence entre les deux types de couvert.

Leonard (2003) a effectué des simulations de pluie sur des interrangs de vigne voisins à l'aide d'un simulateur type ORSTOM (ruissellement collecté sur 1 m^2) et a obtenu des valeurs d'infiltration en régime permanent beaucoup plus faibles en moyenne (Fig. 3.11). Le simulateur de l'ORSTOM générant des gouttes de taille beaucoup plus importante que notre simulateur, un encroûtement de la surface explique peut-être cette différence.

3.2.6 L'influence de la dynamique de la pluie sur le ruissellement

Protocole 3

Afin d'évaluer l'influence de la dynamique, deux protocoles ont été mis au point (§ 3.1.5). Le protocole 3 a été appliqué durant plusieurs expériences (Tab. 3.2) pour estimer la quantité d'"eau perdue" pour le ruissellement lors d'une pluie intermittente par rapport à une pluie continue de

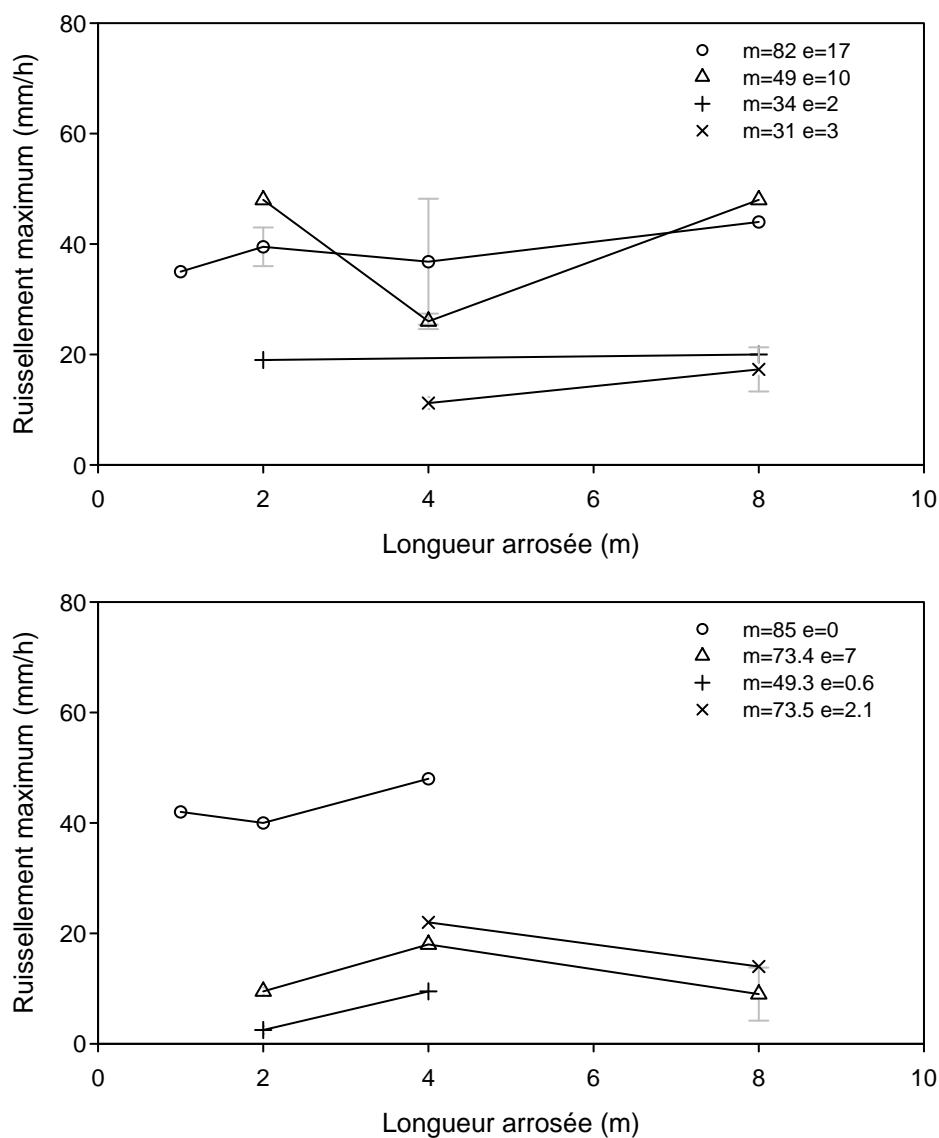


FIGURE 3.10 – Ruissellement en régime permanent en fonction de la longueur de versant arrosée pour la parcelle dés herbée (en haut) et en herbée (en bas). Les barres d'erreur correspondent à l'écart-type des mesures et le point à la moyenne dans les cas où on a plusieurs mesures. Dans la légende, m et e correspondent respectivement à la moyenne et à l'écart-type de l'intensité de pluie.

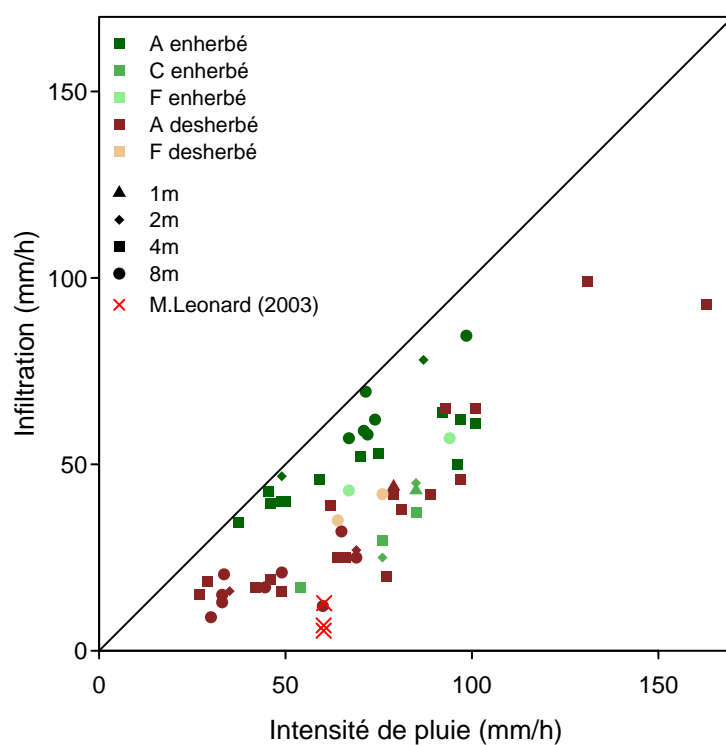


FIGURE 3.11 – Infiltration en régime permanent en fonction de l'intensité de pluie pour différentes parcelles et différentes longueurs arrosées. Les résultats des simulations de pluie effectuées par Leonard (2003) ont également été rajoutés.

même cumul et de même intensité maximale. Pour pouvoir comparer sans biais ces deux pluies, il faudrait avoir les mêmes conditions initiales. L'hypothèse a été de considérer que, à chaque phase de 10 min. de pluie, le ruissellement de la pluie intermittente atteint la valeur qu'il aurait atteinte si la pluie avait été continue.

En pratique, cela revient à retirer les instants où il ne pleut pas de l'hydrogramme de la pluie intermittente, de prendre l'enveloppe de ce nouvel hydrogramme “compressé” et de considérer que cette enveloppe correspond au ruissellement qu'on aurait eu lors d'une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale. Cette hypothèse est minorante puisque de l'eau est “perdue” pour le ruissellement pour re-remplir la détention superficielle après chaque averse par rapport à la pluie continue réelle. Un exemple d'application de cette méthode est présenté à la figure 3.12.

Afin d'estimer le volume de cette eau “perdue” pour le ruissellement, un critère, appelé Déficit de Ruissellement par intermittence (DRi), a été défini comme étant la différence entre le volume ruisselé de la pluie continue et le volume ruisselé de la pluie intermittente divisé par le volume ruisselé de la pluie continue (Eq. 3.3). Ce critère a été calculé pour chaque intervalle compris entre deux arrêts de pluie. Le tableau 3.2 récapitule les valeurs moyennes de DRi (en régime quasi-permanent pour la pluie continue) pour chaque expérience suivant le protocole 3.

$$DRi = \frac{V_{enveloppe} - V_{mesuré}}{V_{enveloppe}} \quad (3.3)$$

Ce déficit de ruissellement varie entre 16 et 42 %. Cela représente des volumes non négligeables qui sont “perdus” pour le ruissellement à cause de la dynamique des pluies. De plus, l'hypothèse faite pour le calcul étant minorante, ces valeurs représentent un minimum de déficit.

Il est intéressant de regarder également le déficit de ruissellement par intermittence exprimé en hauteur d'eau en s'intéressant au rapport de la différence entre les volumes de ruissellement des deux pluies et la surface de la zone arrosée ($(V_{enveloppe} - V_{mesuré})/Surface$). Pendant chaque arrêt de pluie, la teneur en eau de surface évolue peu comme nous l'avons montré précédemment. L'essentiel de l'eau “perdue” entre chaque pluie correspond donc à l'infiltration d'une partie des flaques présentes en surface. Pour obtenir de nouveau du ruissellement, il faut donc à chaque reprise de pluie remplir de nouveau ces flaques. Le déficit de ruissellement par intermittence est donc lié à la valeur de la détention superficielle moyenne à la surface du sol.

Pour ces expériences, les valeurs de ce déficit varient entre 0.4 et 2.6 mm (Tab. 3.2). Dans le détail, cette valeur n'évolue pas de façon claire avec l'intensité de pluie par manque de données essentiellement comme le montre la figure 3.13. En outre, le déficit de ruissellement est quasiment identique quelque soit la longueur arrosée (très légère diminution). Ce résultat implique que, quelque soit la longueur de la zone contributive, la déconnexion des flaques avec l'exutoire se fait de manière concomitante sur toute la surface. Le rapport entre la partie des flaques qui va s'infiltrer et celle qui va être collectée lors de l'arrêt de la pluie est donc indépendant de la longueur de versant au premier ordre.

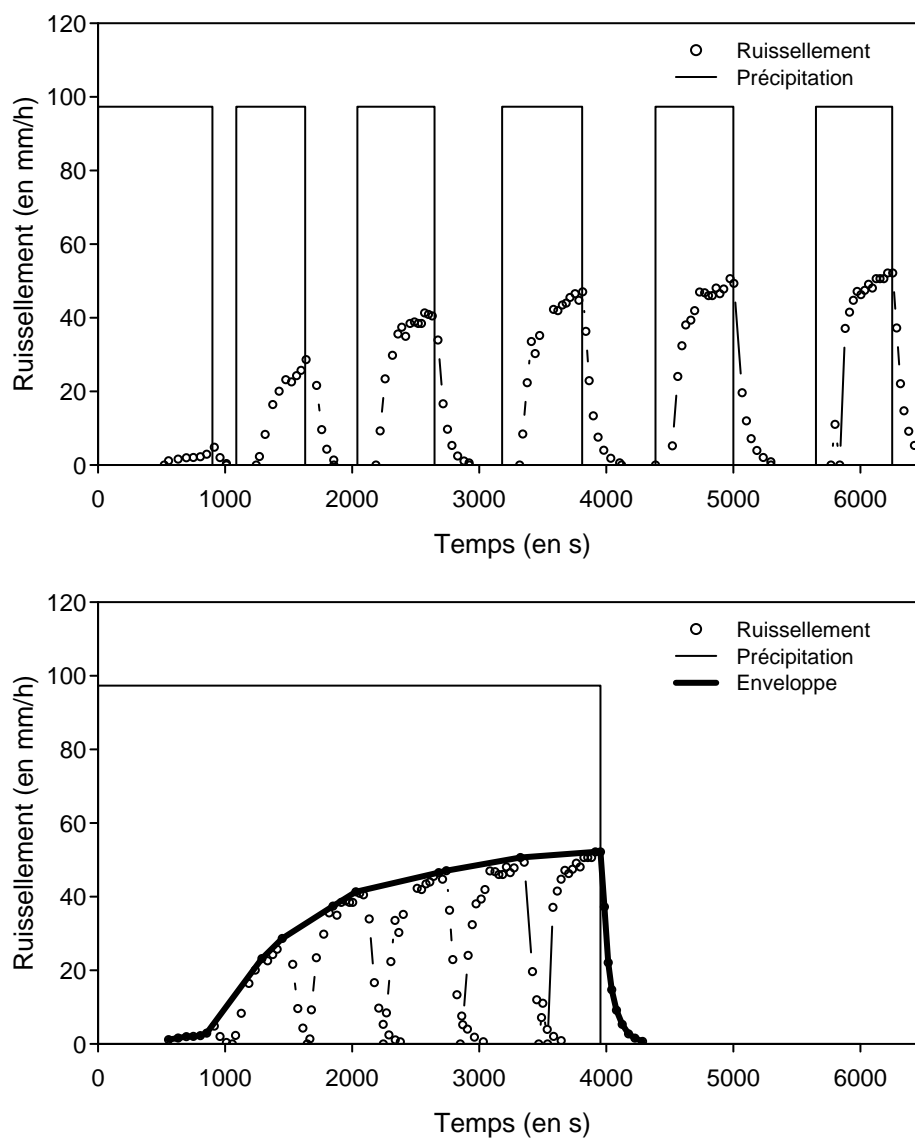


FIGURE 3.12 – Exemple d’expérience suivant le protocole 3. En haut, le ruissellement de la pluie intermittente. En bas, l’hydrogramme de la pluie intermittente a été “compressé” en ôtant les périodes d’arrêt de la pluie. La pluie obtenue devient donc une pluie continue. L’enveloppe de cet hydrogramme “compressé” est considéré comme étant celui de la pluie continue.

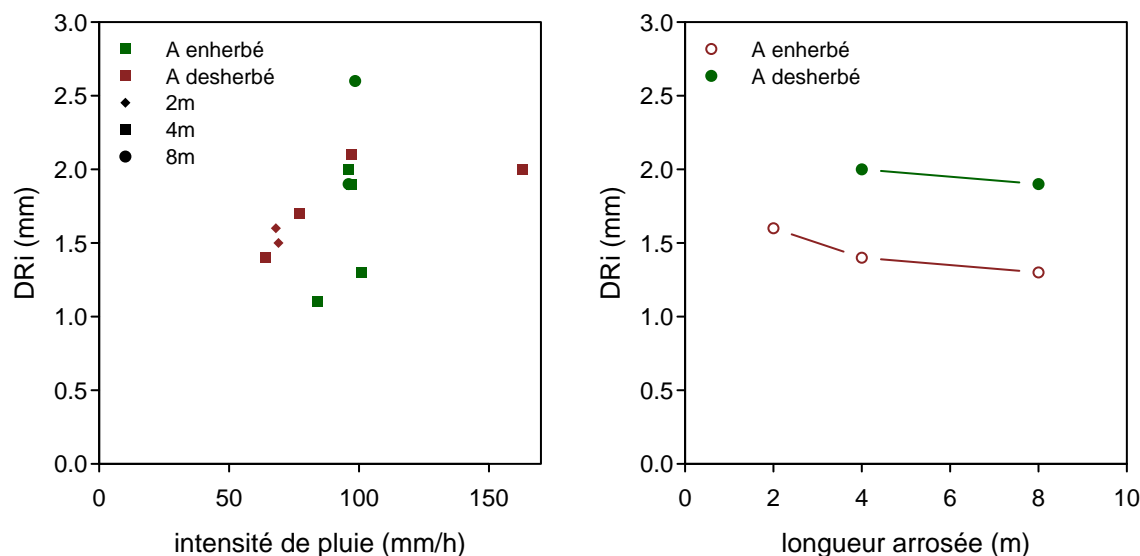


FIGURE 3.13 – Influence de l’intensité de pluie (à gauche) et de la longueur de versant (à droite) sur le déficit de ruissellement par intermittence (DRi)

Protocole 4

Le protocole 4 a pour but de comparer le ruissellement produit par une pluie continue et par une pluie intermittente de même intensité moyenne et d’intensité maximale double (exemple Fig. 3.14). Afin de s’affranchir des problèmes liés aux conditions initiales, ces protocoles se sont déroulés sur un sol saturé (ayant subi une ou plusieurs pluies d’imbibition précédemment). Le palier de ruissellement de la pluie continue est comparé au ruissellement moyen de la pluie intermittente pour les différentes expériences suivant ce protocole (Tab. 3.3). Ce protocole n’a été mis en place que pour les parcelles A nord (désherbée) et A sud (enherbée).

Pour la parcelle A Nord (désherbée), le ruissellement est à peine plus important pour la pluie continue que pour la pluie intermittente mais compte tenu des erreurs de mesure et de la difficulté à obtenir une intensité exactement double pour la pluie intermittente, cela ne représente sans doute pas une différence significative. Pour la parcelle A Sud (enherbée), le ruissellement moyen pour la pluie intermittente est clairement plus fort (41 à 44 %) que le ruissellement maximal pour la pluie continue.

Le doublement de l’intensité de pluie a deux effets : l’augmentation du ruissellement et l’augmentation de l’infiltration, comme nous l’avons vu précédemment. L’autre phénomène qui va intervenir dans la comparaison des deux pluies, c’est l’eau “perdue” pour remplir la détention superficielle entre chaque averse de la pluie intermittente, quantifiée par le DRi. Dans le cas où le ruissellement moyen de la pluie intermittente équivaut celui de la pluie continue, l’augmentation du ruissellement est compensée par la somme de l’augmentation de l’infiltration et du DRi.

La différence entre les deux parcelles peut s’expliquer en partie par un seuil de ruissellement (intensité minimale de pluie produisant du ruissellement) plus grand pour la parcelle enherbée que pour la parcelle désherbée. Plus on se rapproche de ce seuil, plus la pluie intermittente d’intensité double produit un ruissellement moyen plus important que la pluie continue. L’aug-

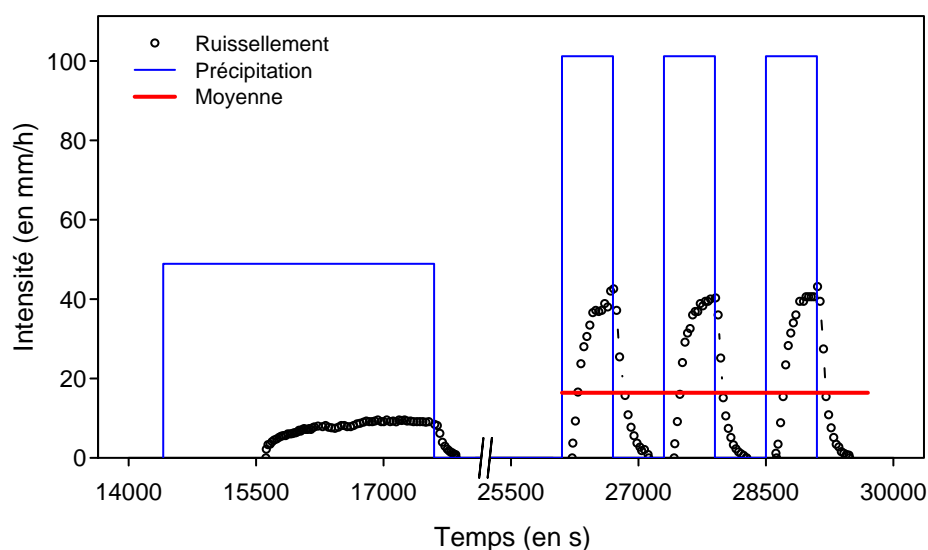


FIGURE 3.14 – Exemple d’expérience suivant le protocole 4. Dans ce cas, la pluie intermittente produit plus de ruissellement en moyenne que la pluie continue de même intensité moyenne.

Couverture	Expérience	Pluie continue		Pluie intermittente	
		Pluie <i>mm/h</i>	Ruissellement <i>mm/h</i>	Pluie <i>mm/h</i>	Ruissellement <i>mm/h</i>
Désherbé	13	82	30	163	28
	15/18	33	18	64	15
	18	42	25	77	24
Enherbé	16/17	46	7	97	12
	17	50	10	96	17
	27	49	9	101	16

TABEAU 3.3 – Résultats des expériences suivant le protocole P4. Le ruissellement de la pluie continue correspond au ruissellement en régime quasi-permanent. Le ruissellement de la pluie intermittente correspond au ruissellement moyen.

mentation temporaire du ruissellement est telle qu’elle n’est pas compensée par l’augmentation de l’infiltration ni par le DRi. Seules des mesures complémentaires avec des valeurs proches du seuil pour la parcelle désherbée et des mesures plus éloignées du seuil pour la parcelle enherbée permettraient de confirmer cette hypothèse.

Conclusion

Ce chapitre a été l’occasion de vérifier les influences de la dynamique de la pluie et de la longueur de versant sur le ruissellement. Il a permis de souligner le lien étroit qui existe entre ces deux paramètres. L’effet de la longueur de versant observé sous pluies naturelles dans la littérature n’a pu être observé sous pluies simulées en régime permanent. La dynamique des pluies semble donc déterminante dans l’explication de cet effet. Vérifier cette hypothèse sous pluies réelles sur le même site d’étude paraît alors essentiel. Elles permettront en effet d’étudier

l'effet de la longueur de versant dans le cas de pluies variables et de conditions initiales similaires pour toutes les longueurs.

Ce chapitre a également montré qu'il était nécessaire de prendre en compte la dynamique des pluies dans les modèles hydrologiques. En comparant une pluie intermittente et une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale, il a été mis en évidence que, entre deux averses, l'infiltration de la détention superficielle pouvait engendrer un déficit de ruissellement non négligeable. En outre, la comparaison d'une pluie intermittente et d'une pluie continue de même intensité moyenne a montré que, aux fortes et moyennes intensités, le ruissellement moyen de la pluie intermittente était équivalent à celui de la pluie continue. L'augmentation du ruissellement avec l'intensité de pluie est ainsi compensé par l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et par l'infiltration de la détention superficielle entre deux averses. L'utilisation courante dans les modèles hydrologiques d'un coefficient de ruissellement, indépendant de l'intensité de la pluie, paraît donc pertinent au vu de ces résultats.

Enfin, la comparaison des deux types de couverture du sol a montré qu'il n'existait pas de différence nette entre les deux en ce qui concerne l'effet de l'intensité de pluie sur le temps de réponse ou sur le volume de la détention superficielle récupérable. Étant donné le désherbage récent de la parcelle nue, ces faibles différences sont attribuées au temps de restructuration du sol suite au désherbage non intrusif.

Chapitre 4

Les pluies naturelles

Introduction

La mesure du ruissellement sous pluies naturelles est essentielle pour observer et comprendre la réaction du sol à des pluies intenses et variables temporellement. Le débit de ruissellement des parcelles instrumentées au Pradel a pu être mesuré sous pluies naturelles pour différentes longueurs de versant et pour deux types de couvert à l'aide de dix débitmètres. Ainsi, la possibilité de mesurer les variations intra-événementielles du ruissellement permettra d'évaluer la dynamique du ruissellement durant les pluies extrêmes et d'estimer l'importance des phénomènes de ré-infiltration lors des phases de baisse d'intensité. Après la présentation du dispositif expérimental, les influences de la longueur de versant, du couvert et des caractéristiques de la pluie seront évaluées à travers les résultats de la saison hydrologique 2008-2009.

4.1 Matériel et méthodes

4.1.1 Les parcelles

Les parcelles ont été décrites au paragraphe 2.2.2. Comme dans le cas des pluies simulées, les délimitations latérales correspondent aux buttes formées naturellement par la limitation de l'érosion autour des ceps de vigne. Les limites amont et aval correspondent aux gouttières implantées dans le sol, respectivement celle de la parcelle située à l'amont et celle de la parcelle elle-même.

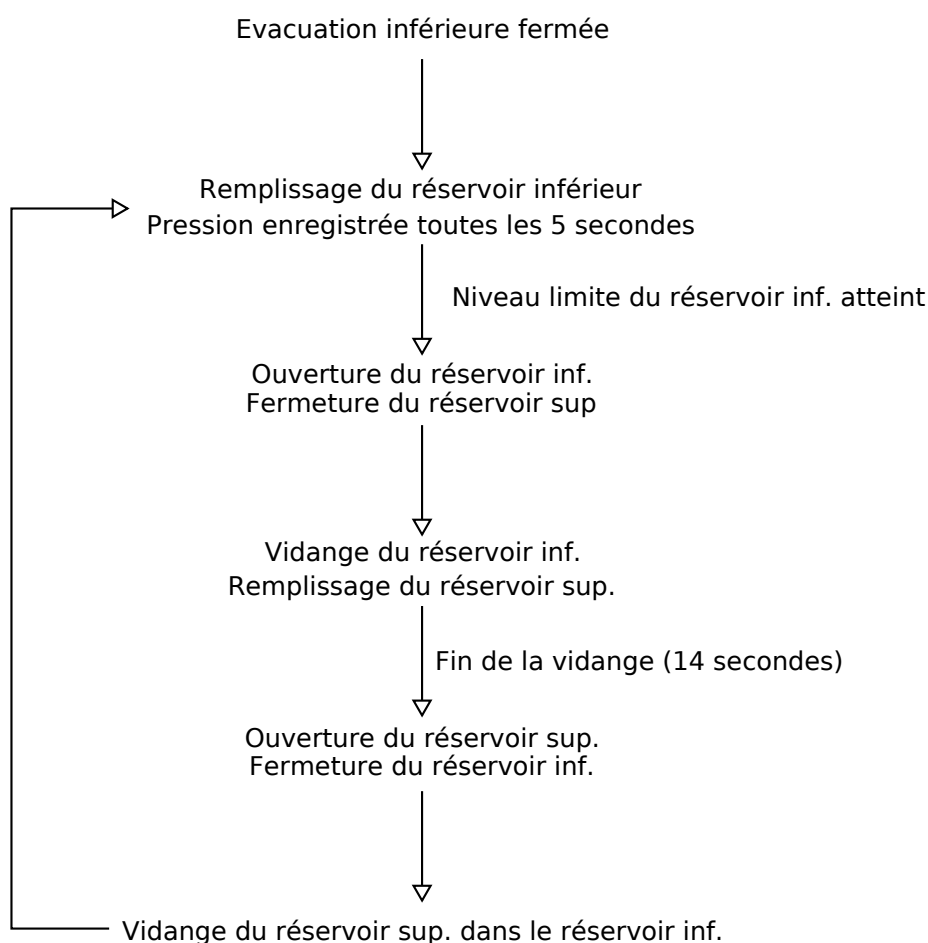
4.1.2 La mesure de la pluie

Météo France possède sur le domaine du Pradel un pluviomètre cumulateur à données journalières. Cependant, afin d'avoir accès à la dynamique des précipitations, un pluviomètre à augets basculeurs (Précis Mécanique®, réf. R30302) a été installé juste en contrebas des parcelles. Il a une surface d'interception de 1000 cm^2 et des augets basculeurs correspondant à une lame d'eau de 0.2 mm.

4.1.3 La mesure du ruissellement

Des débitmètres ont été conçus et construits au sein du laboratoire pour mesurer le ruissellement de chaque parcelle (Fig. 4.1). Ces débitmètres sont enterrés dans des regards en béton dans l'interrang central (Fig. 2.7). Ils sont fixés à des poteaux en acier verticaux cimentés dans le sol.

La caractéristique des débitmètres est de pouvoir, malgré une faible capacité, mesurer une grande gamme de débits de manière précise en utilisant une mesure de la hauteur d'eau du réservoir, toujours comprise entre 0 et 15 cm, des vidanges étant effectuées à chaque remplissage du réservoir. Deux tailles de débitmètres ont été utilisées selon la longueur de la parcelle : pour les parcelles de 2 et 4 m de long, les débitmètres ont un diamètre de 9.5 cm ; pour les parcelles de longueur supérieure, le diamètre est de 19 cm. Cette distinction permet d'améliorer la précision sur les volumes mesurés pour des débits volumiques plus faibles. Les débitmètres sont constitués d'un réservoir inférieur de 15 cm de haut et d'un réservoir supérieur de 5 cm de haut pour les grands débitmètres et 2 cm pour les petits débitmètres (Fig. 4.1). Une bonde soulevée par un électro-aimant, lui-même commandé par une carte électronique, permet de fermer soit le réservoir inférieur soit le réservoir supérieur. Un capteur de pression à la base du débitmètre permet de mesurer la hauteur d'eau dans le réservoir inférieur. Les différentes étapes du fonctionnement du débitmètre sont les suivantes :



Chaque débitmètre est alimenté par une batterie propre pouvant être rechargée par un panneau solaire. Elle permet d'alimenter l'électro-aimant ainsi que le capteur de pression via une carte électronique.

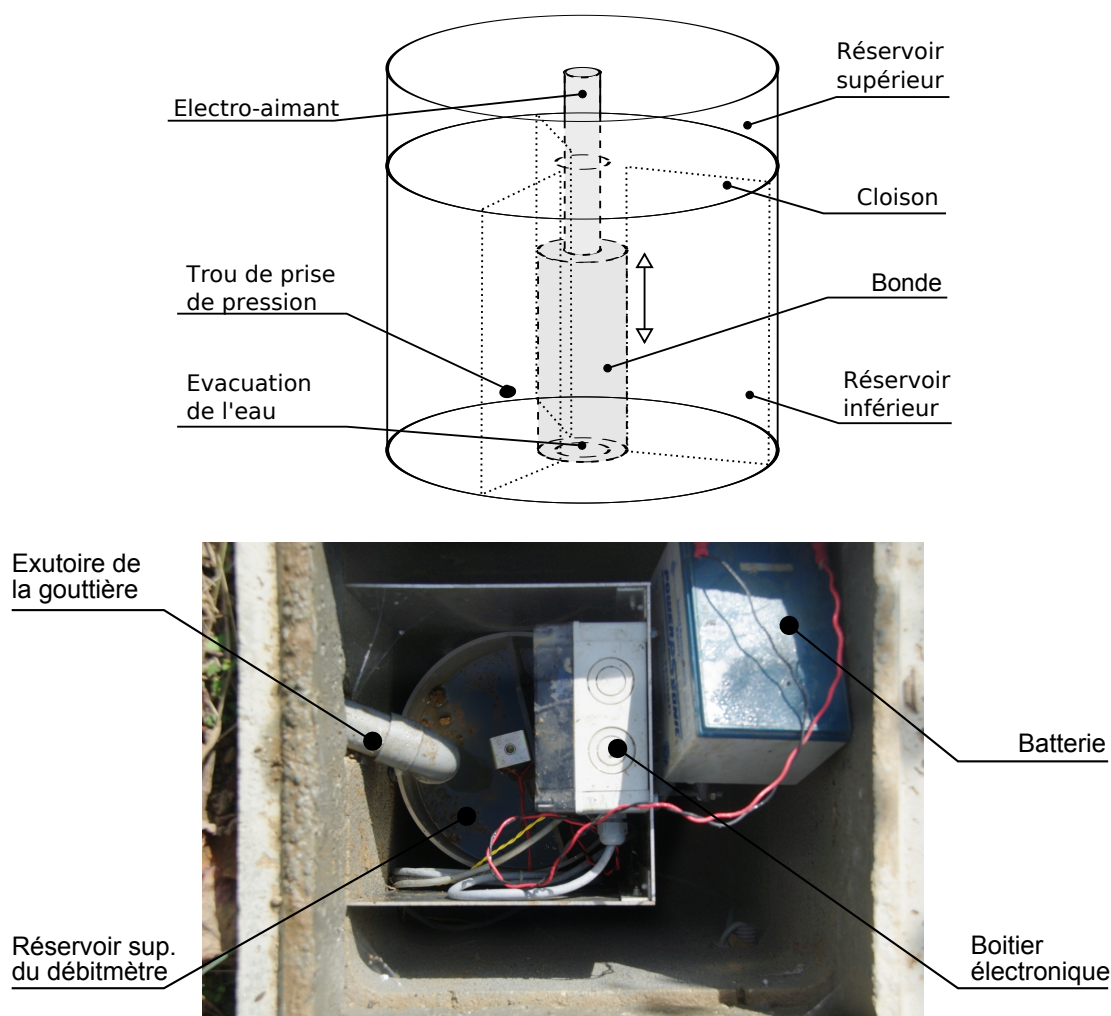


FIGURE 4.1 – Débitmètre utilisé pour mesurer le ruissellement

4.1.4 La centrale d'acquisition

L'ensemble des mesures est enregistré dans une centrale d'acquisition Campbell® (CR10X) située au bas des parcelles. Un panneau solaire permet d'alimenter la batterie de la centrale ainsi que l'ensemble des batteries des débitmètres. Le pluviomètre est relié à la même centrale que les débitmètres ce qui permet d'éviter les problèmes de synchronisation.

4.1.5 Les données

Les résultats présentés ne représentent qu'une seule année de mesure (automne 2008 et avril 2009) suite à des problèmes de conception du circuit. De plus, suite à un problème de capteur

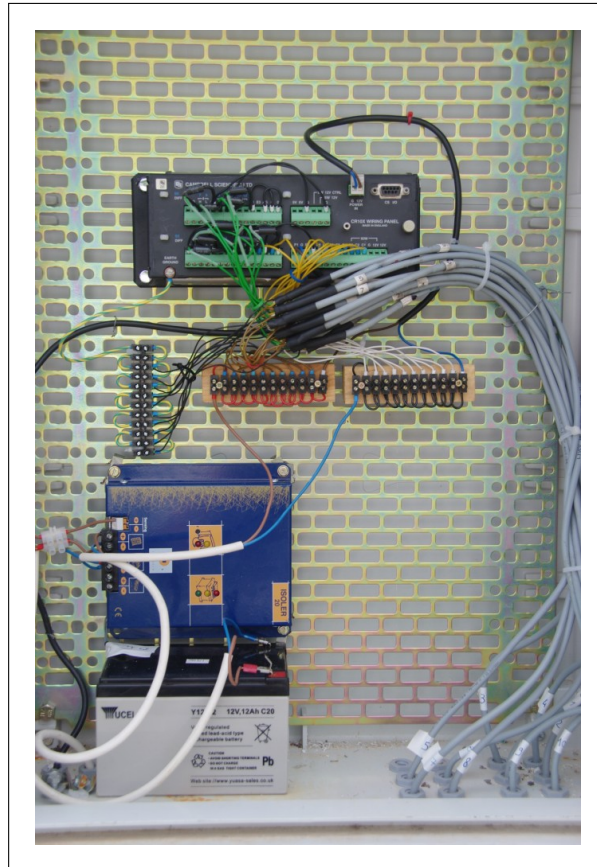


FIGURE 4.2 – Panneau d'acquisition

de pression, aucune donnée n'a pu être enregistrée pour la parcelle 32m enherbée.

Traitement des données

Une chaîne de traitement a été mise au point à l'aide du logiciel Scilab (un exemple de traitement est montré à la figure 4.3). Elle consiste à :

1. trier les mesures selon chaque débitmètre,
2. détecter les vidanges,
3. interpoler le signal de pression pendant les vidanges,
4. dériver le signal de pression obtenu,
5. et convertir le signal du capteur en débit unitaire.

Les données du pluviomètre sont traitées pour convertir les basculements des augets en intensité de pluie. Dans un premier temps, un seuil à 0.2 mm/h a été choisi pour distinguer chaque évènement. Cette condition ne permettait pas de distinguer clairement chaque évènement et donc, dans un second temps, les évènements ont été distingués au cas par cas selon les hyétogrammes.

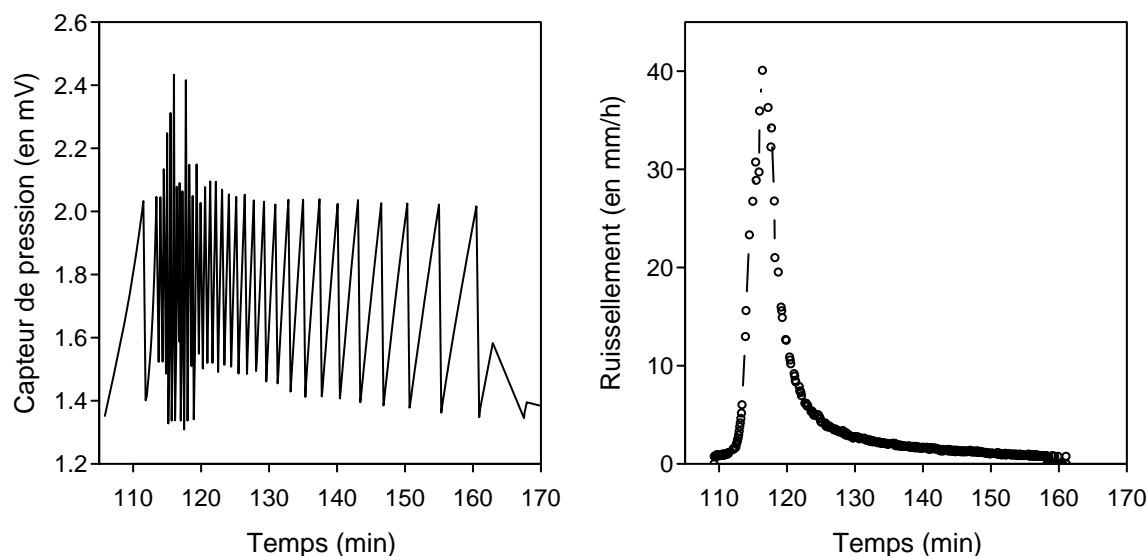


FIGURE 4.3 – Exemple de données avant (à gauche) et après traitement (à droite) d'un débitmètre.

4.2 Résultats et discussion

4.2.1 Saison hydrologique 2008-2009

Durant l'automne 2008, les débitmètres étaient opérationnels pour mesurer le ruissellement sous pluies naturelles. Les hydrogrammes de ruissellement et les hyétogrammes sont présentés à l'annexe B pour l'ensemble des évènements. Les caractéristiques de chaque évènement sont détaillées au tableau 4.1.

La figure 4.4 montre, pour cette période, le cumul journalier minimum pour créer du ruissellement (trait bleu). En dessous de cette ligne, aucun ruissellement n'a été observé. Au-dessus de cette ligne, du ruissellement a été collecté. Il existe cependant des exceptions pour lesquelles un cumul inférieur provoque du ruissellement (en vert). Du 30 octobre au 1er novembre, suite à un problème technique, la majorité des données de pluie et de débits ont été perdues et, si l'on se fie aux données obtenues par Météo France à Mirabel, il a plu respectivement 9, 15 et 11 mm le 30, 31 octobre et le 1er novembre. Compte tenu de cette information, tous les évènements ruisselants (en vert) situés sous la limite se sont déroulés sur un sol préalablement saturé par des précipitations antérieures.

En rouge, deux évènements de pluie de cumul important (supérieur à 40 mm) n'ont donné aucun ruissellement en avril. Afin d'éviter les éventuels dégâts dus au gel, aucune mesure n'a été faite durant l'hiver (du 9 janvier au 31 mars 2009). Cependant, la période d'hiver étant en général la plus sèche (Fig. 2.5), un sol initialement sec pourrait expliquer l'absence de ruissellement pour des cumuls de pluie importants. Ceci confirme l'importance de ne pas tenir compte uniquement du cumul des précipitations mais également de l'état initial du sol.

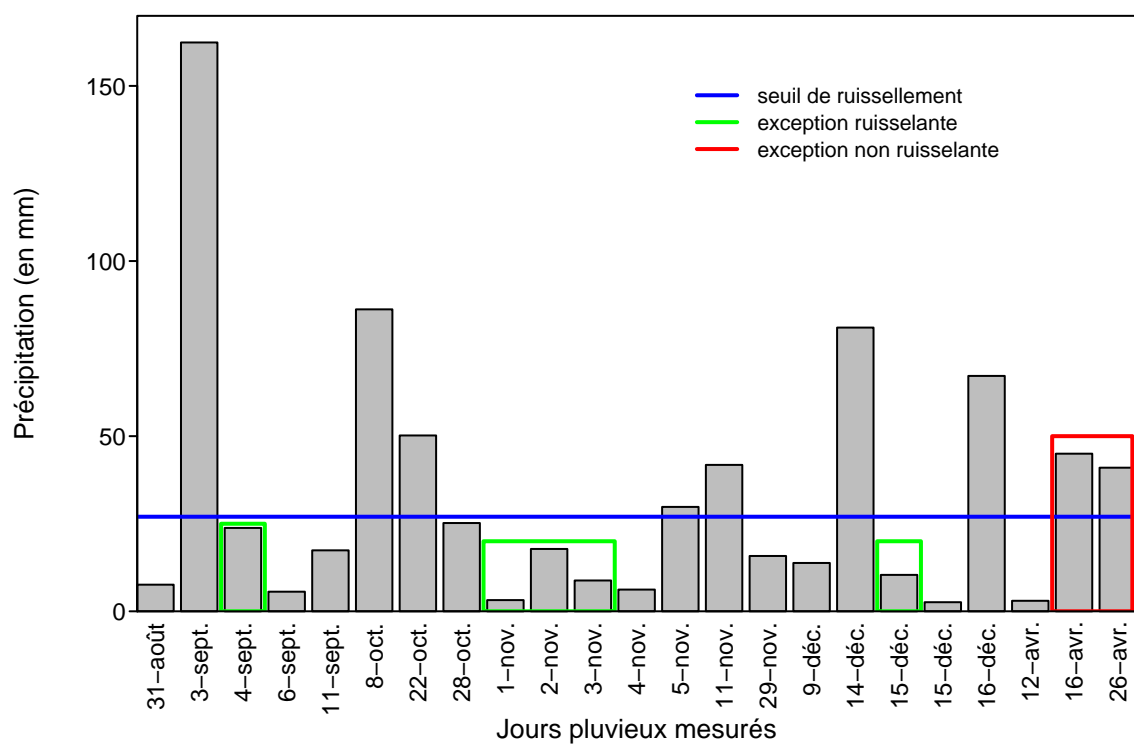


FIGURE 4.4 – Cumul de pluie journalier minimum pour créer du ruissellement

Évènement		Précipitation					Cumul de ruissellement		tR		Cumul de pluie avant tR	
n°	date	Cumul mm	Cumul jour mm	durée min	ip max mm/h	ip moy mm/h	moyenne mm	écart-type mm	moyenne s	écart-type s	moyenne mm	écart-type mm
1	31/08	7.6	7.6	34	72	13	-	-	-	-	-	-
2	3/09	5.6	-	79	72	4	-	-	-	-	-	-
	3/09	156.8	162.4	216	288	43	2/5	1/6	279/261	13/27	42/28	20/12
3	4/09	23.8	23.8	80	288	18	1/2	1/2	59/53	6/2	10/4	7/1
4	6/09	1.8	-	30	29	4	-	-	-	-	-	-
	6/09	3.8	5.6	152	10	1	-	-	-	-	-	-
5	11/09	1.2	-	293	11	0	-	-	-	-	-	-
	11/09	14.4	-	233	144	4	-	-	-	-	-	-
	11/09	1.8	17.4	97	4	1	-	-	-	-	-	-
6	8/10	83.2	-	1177	48	4	-	-	-	-	-	-
	8/10	3.0	86.2	479	72	0	2/0	2/-	923/-	179/-	71/-	9/-
7*	22/10	50.2*	50.2*	-	-	-	10/20*	8/-*	-	-	-	-
8	28/10	25.2	25.2	1856	5	1	-	-	-	-	-	-
9*	1/11	3.2*	3.2*	-	29*	-	-	-	-	-	-	-
10	2/11	17.8	17.8	137	29	8	7/7	5/9	49/70	18/52	6/10	3/8
11	3/11	8.8	8.8	156	144	3	3/4	1/4	107/71	2/57	5/4	1/4
12	4/11	6.2	6.2	202	4	2	-	-	-	-	-	-
13	5/11	29.8	29.8	2197	12	1	1/2	1/-	-	-	-	-
14	11/11	41.8	41.8	763	30	3	5/5	5/6	624/685	106/24	34/36	5/2
15	29/11	15.8	15.8	301	16	3	-	-	-	-	-	-
16	9/12	13.8	13.8	688	4	1	-	-	-	-	-	-
17	14/12	81.0	81.0	1645	27	3	33/36	8/23	854/869	34/0	34/36	4/0
18	15/12	10.4	10.4	441	3	1	0/2	-	-/547	-	-/8	-
	15/12	2.6	2.6	140	23	1	-	-	-	-	-	-
19	29/12	67.2	67.2	3032	10	1	5/11	3/15	1164/1255	85/16	41/46	4/1
20	12/04	3.0	3.0	372	1	0	-	-	-	-	-	-
21	16/04	45.0	45.0	492	80	5	-	-	-	-	-	-
22	26/04	41.0	41.0	804	65	3	-	-	-	-	-	-

TABLEAU 4.1 – Tableau récapitulatif de tous les événements pluvieux. Les données de l'interrang désherbé et enherbé sont séparées par / pour le cumul de ruissellement, le temps d'apparition du ruissellement et le cumul de pluie nécessaire avant apparition du ruissellement. “ i_p max” et “ i_p moy” signifient intensité de pluie maximale sur 5 s et moyenne de l'évènement, t_R correspond au temps d'apparition moyen pour l'ensemble des parcelles de chaque couverture de sol. Les dates notées d'une étoile indiquent que des données ont été perdues.

4.2.2 Initiation du ruissellement

Sur tous les évènements, les temps d'apparition du ruissellement sont tous similaires pour toutes les parcelles ayant ruisselé (faible écart-type) et pour les deux interrangs (moyennes proches) comme le montre le tableau 4.1. Cela signifie que les teneurs en eau initiales et les états de surface sont a priori similaires pour toutes les parcelles.

L'observation détaillée des cumuls de pluie nécessaires avant l'apparition du ruissellement montre que, plus la durée entre la pluie précédente et la pluie considérée augmente, plus ce cumul de pluie est important (Fig. 4.5). Le lendemain d'une pluie, un cumul de nouvelle pluie de 10 mm suffit à produire du ruissellement, entre 5 et 14 jours après une pluie, un cumul de pluie de 35 à 40 mm est nécessaire et, après un mois, il faut 70 mm pour produire du ruissellement. Ce résultat bien connu est logique puisque l'évapo-transpiration et le drainage tendent en permanence à faire diminuer la teneur en eau de surface entre deux pluies augmentant ainsi le cumul de pluie nécessaire pour la re-saturer.

Les évènements du 11 novembre et du 26 avril ont des caractéristiques similaires au niveau du cumul, de la durée, du ruissellement moyen et maximal (Tab. 4.1). Cependant, le premier a produit du ruissellement tandis que, pour le second, aucun ruissellement n'a pu être collecté. La seule différence majeure réside dans l'historique des pluies. L'évènement du 11 novembre arrive 6 jours après plusieurs évènements importants au cours de l'automne, qui est la saison la plus humide, et un cumul de pluie de 35 mm permet de créer du ruissellement en fin d'évènement. L'évènement du 26 avril arrive, quant à lui, 10 jours après un évènement important (45 mm) mais succédant à l'hiver, qui est la saison la plus sèche, ce qui n'a pas suffi à créer du ruissellement.

L'initiation du ruissellement est donc autant liée à l'historique des pluies qu'au cumul de pluie. L'historique des pluies est du reste pris en compte dans certains modèles pour estimer le ruissellement à l'aide d'indices des précipitations antérieurs (Kohler et Linsley, 1951; Heggen, 2001; Descroix *et al.*, 2002). Le cumul de ruissellement y est évalué à l'aide de ces indices et du cumul de pluie. Le calcul de cet indice, suivant une décroissance exponentielle entre deux pluies, pour les parcelles du Pradel ne permet pas de distinguer une relation de cet indice avec le cumul de ruissellement de chaque évènement, comme le montre, par exemple, la figure 4.6. Hino *et al.* (1988) ont, en outre, montré à l'aide de mesures sous pluies naturelles sur un lysimètre que le coefficient de ruissellement était lié uniquement à la teneur en eau initiale et au cumul de pluie, ce qui confirme les résultats obtenus sur notre site.

4.2.3 Transfert du ruissellement

Le temps de réponse, i.e. le délai entre l'instant du pic de pluie et celui du pic de ruissellement, donne un ordre de grandeur du temps de réaction du sol. Seuls les temps de réponse pour 4 évènements et pour quelques parcelles ont pu être déterminés par l'absence de pic bien net du débit de ruissellement dans les autres cas. Ces temps de réponse, répertoriés dans le tableau 4.2, sont compris entre 50 s et 280 s. Ils présentent plutôt peu de variabilité inter-évènementielle, selon la longueur, le type de couvert ou l'intensité de pluie. Le manque de données ne permet

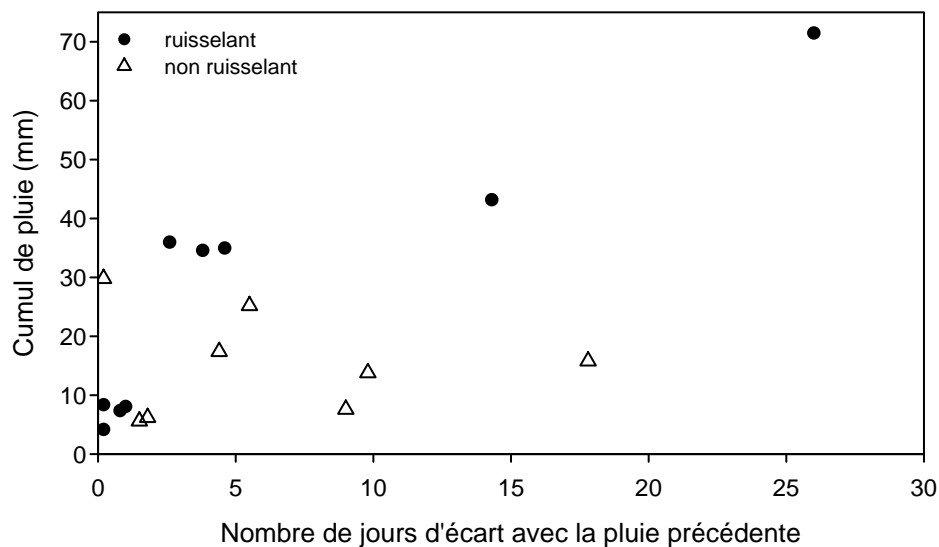


FIGURE 4.5 – Cumul moyen de pluie sur toutes les parcelles avant l'apparition du ruissellement pour les évènements ruisselants et cumul de pluie insuffisant pour former du ruissellement pour les évènements non ruisselants en fonction du nombre de jours séparant l'évènement de la dernière pluie.

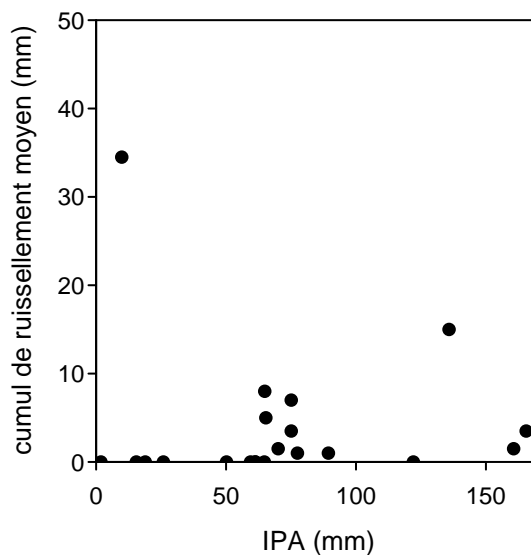


FIGURE 4.6 – Cumul de ruissellement en fonction de l'indice des précipitations antérieures pour une décroissance exponentielle de cet indice ($IPA(t) = IPA(t=0) * k^t$ entre deux pluies) selon un rapport k valant 0.85 et une valeur de t exprimée en jour.

Parcelle		Evènement			
Longueur	Couvert	03/09	04/09	02/11	03/11
2	desherbé	-	50	135	190
4	desherbé	-	50	130	190
8	desherbé	-	260	280	70
16	desherbé	-	-	-	170
32	desherbé	-	-	-	-
2	enherbé	-	-	-	-
4	enherbé	-	120	190	260
8	enherbé	90	-	-	-
16	enherbé	-	-	-	230
32	enherbé	-	-	-	-
i_{pluie} du pic (mm/h)		288	288	24	144

TABLEAU 4.2 – Délai (en s) entre le pic de précipitation et le pic de ruissellement pour 4 évènements.

malheureusement pas de conclure sur l'influence réelle de ces différents facteurs.

4.2.4 Influence du couvert

En cumul sur toutes les parcelles (excepté sur les deux parcelles de 32 m) et sur tous les évènements, l'interrang désherbé ruisselle (175 mm) un peu moins que l'interrang enherbé (200 mm). Les figures 4.7 et 4.8 montrent parcelle par parcelle et pour chaque évènement les différents cumuls de ruissellement. Aucune tendance particulière ne peut être observée si ce n'est que la parcelle de 4 m réagit plus que toutes les autres sur l'interrang enherbé à la majorité des évènements. Les débitmètres des parcelles 2 et 8 m de l'interrang enherbé et de la parcelle 4 m désherbée semblent ne pas avoir fonctionné correctement jusqu'à la fin de l'automne étant donné qu'ils n'ont fourni aucun ruissellement sur certains évènements pourtant très ruisselants en moyenne. Les résultats sont d'autant plus difficiles à interpréter.

Le ruissellement plus important de l'interrang enherbé est contradictoire avec les résultats de la littérature montrant une augmentation de l'infiltration avec l'enherbement (Hino *et al.*, 1987; Dunne *et al.*, 1991; Wainwright, 1996; Braud *et al.*, 2001; Angermann *et al.*, 2002; Esteves et Lapetite, 2003; Fiener et Auerswald, 2005; Pan et Shangguan, 2006). Cependant, les simulations de pluie ont montré que la variabilité de réponse des parcelles pouvait être plus importante au sein d'un même interrang qu'entre deux parcelles d'interrangs différents. La différence en terme de couverture du sol n'est pas assez marquée, suite à un désherbage tardif et irrégulier, et ne permet donc pas d'observer une différence nette entre les deux couverts.

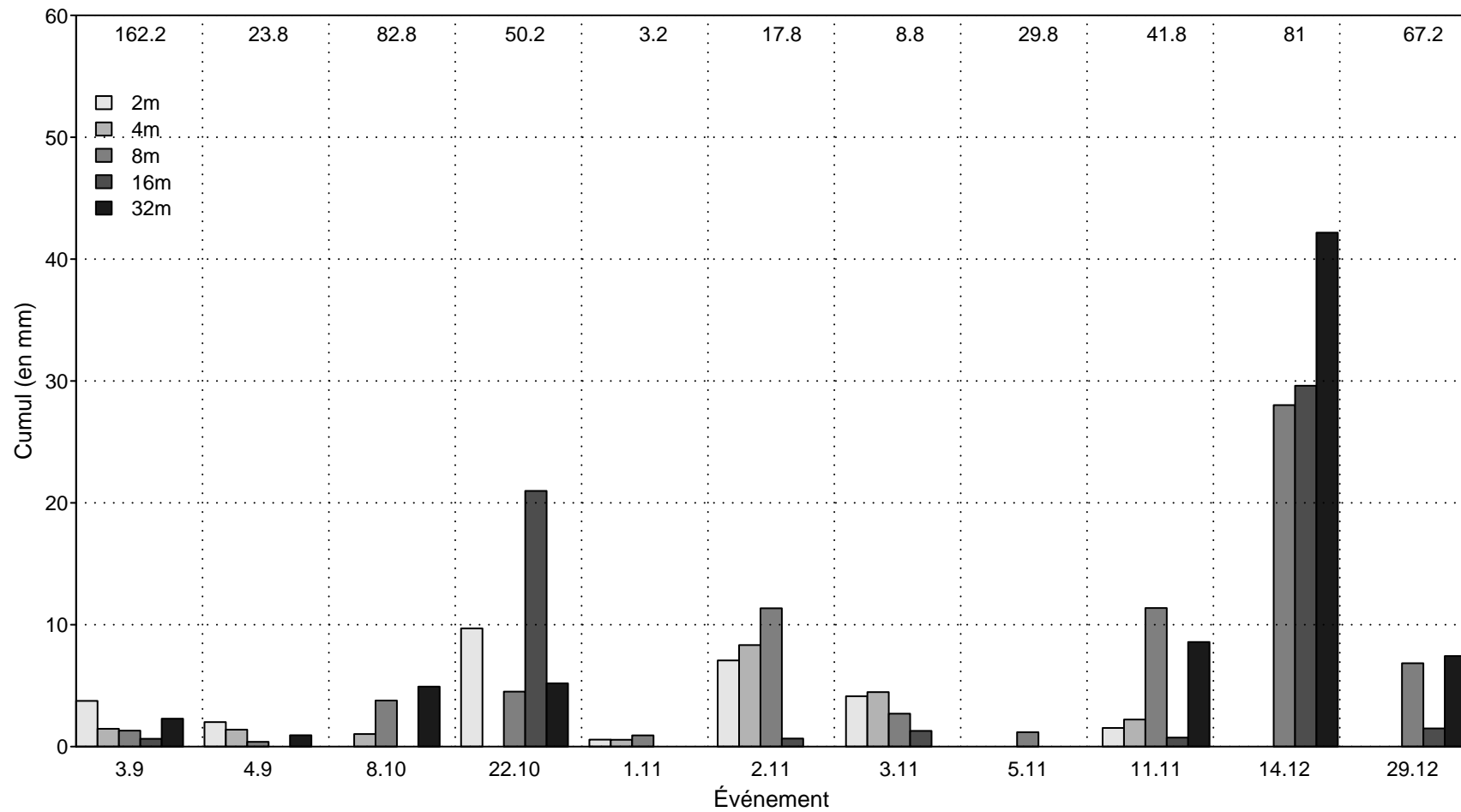


FIGURE 4.7 – Cumul de ruissellement pour chaque événement ruisselant pour la parcelle désherbée. Les nombres placés en haut correspondent aux cumuls de pluie de chaque événement dont la date est notée en bas.

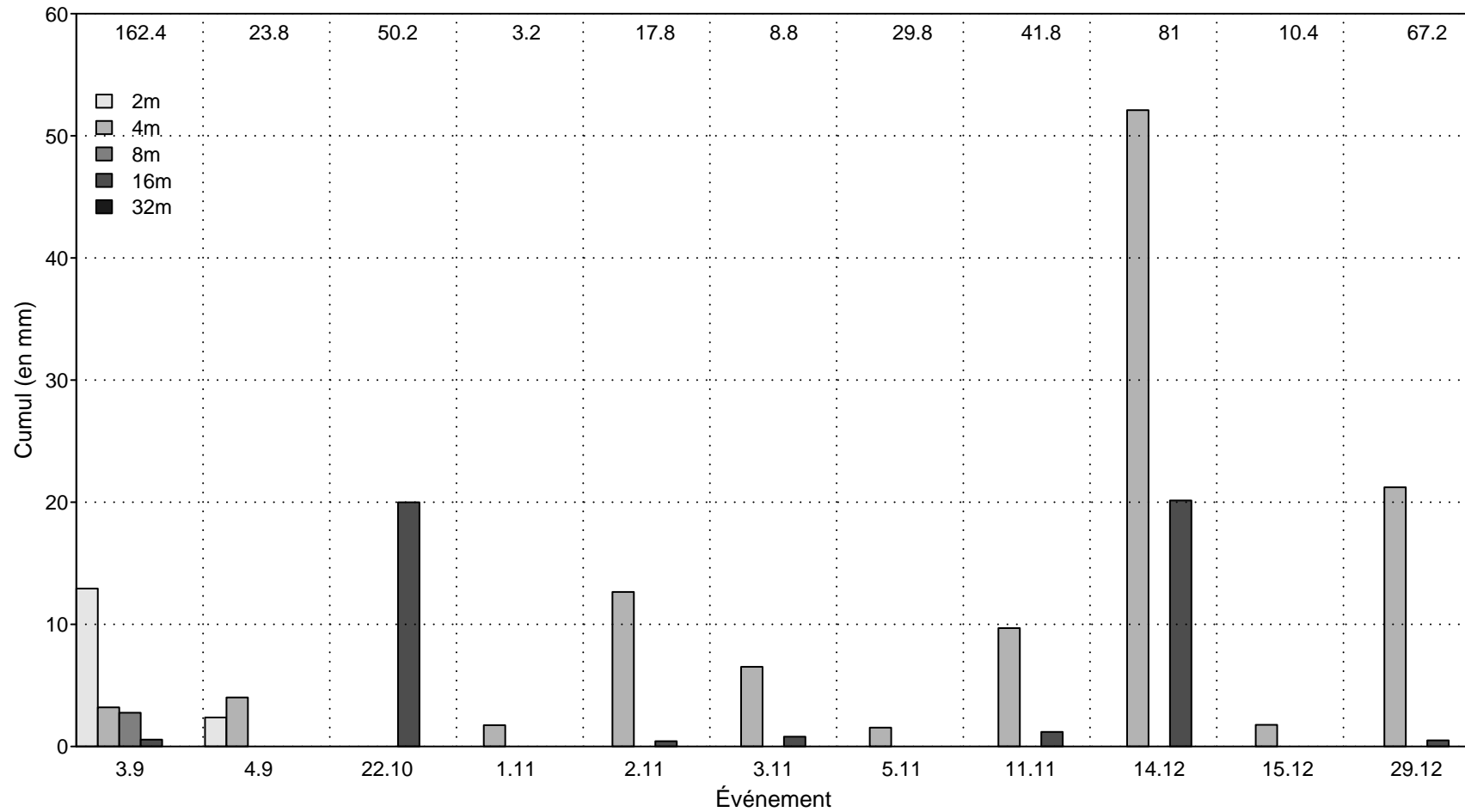


FIGURE 4.8 – Cumul de ruissellement pour chaque événement ruisselant pour la parcelle enherbée. Les nombres placés en haut correspondent aux cumuls de pluie de chaque évènement dont la date est notée en bas.

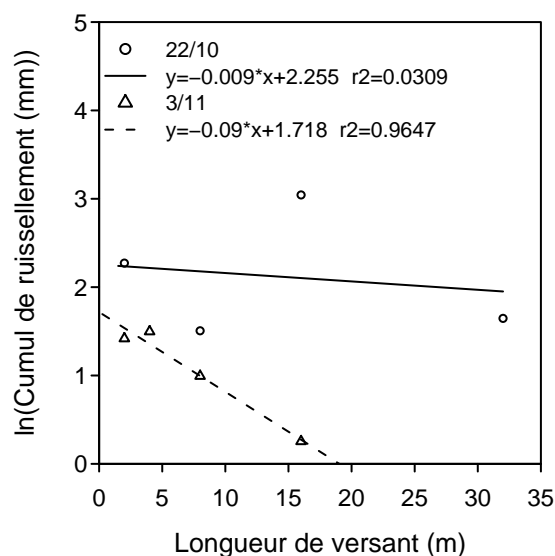


FIGURE 4.9 – Régression linéaire entre le logarithme du cumul de ruissellement de chaque parcelle et la longueur de versant pour deux évènements.

4.2.5 Influence de la longueur de versant sur le ruissellement

Au niveau de chaque évènement ruisselant (au moins une parcelle a produit du ruissellement), les figures 4.7 et 4.8 montrent, pour chaque interrang, les cumuls de ruissellement en fonction de la longueur de la parcelle. Ces cumuls de ruissellement ne diminuent pas forcément avec la longueur de versant pour tous les évènements.

Pour déterminer de manière plus nette l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement, une régression linéaire a été effectuée entre le logarithme du cumul de ruissellement de chaque parcelle (R) et la longueur du versant (LV) en faisant l'hypothèse d'une décroissance exponentielle du ruissellement avec la longueur ($\ln(R) = \alpha * LV + \beta$). Seuls les évènements pour lesquels au moins deux débitmètres ont fonctionné ont servi ici. Deux exemples de régression sont présentés à la figure 4.9.

Les valeurs de la pente des régressions linéaires α en fonction du cumul de ruissellement de l'évènement sont présentées à la figure 4.10. Une diminution du ruissellement avec la longueur est observée pour la parcelle enherbée (la majorité des valeurs sont négatives), contrairement à la parcelle désherbée, pour laquelle aucun effet clair n'est observé (valeurs autour de 0). En outre, l'importance de l'évènement, déterminé par le cumul de ruissellement moyen, ne semble pas jouer de rôle dans cet effet.

Les résultats de l'interrang désherbé contredisent, contrairement à l'interrang enherbé, les observations faites sur le terrain sous pluies naturelles par van de Giesen *et al.* (2000) et Joel *et al.* (2002) d'une diminution du ruissellement par unité d'aire avec la longueur de parcelle puisqu'ils observent une diminution du ruissellement avec la longueur pour tous les événements. En outre, van de Giesen *et al.* (2000) ont observé que la diminution du ruissellement avec la longueur était atténuée pour les événements ruisselants les plus importants, ce qui n'a pas été observé

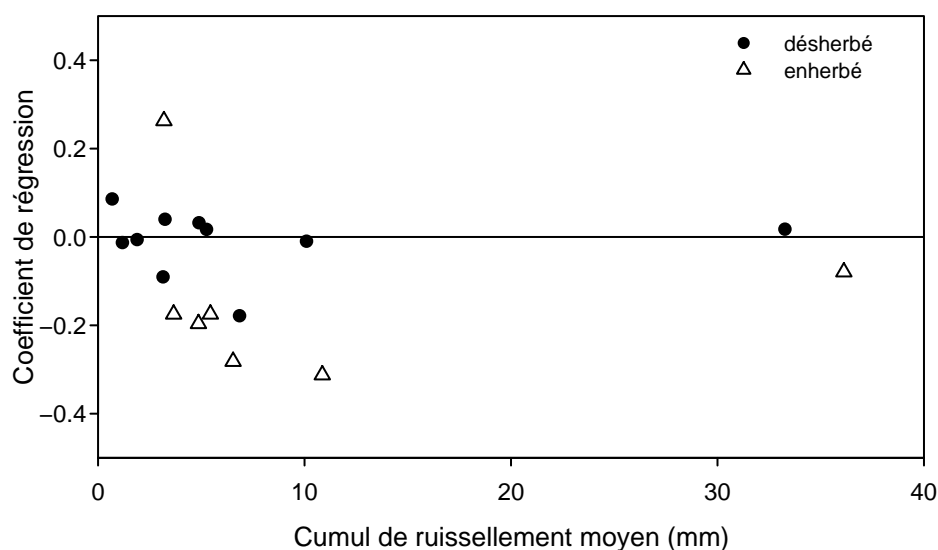


FIGURE 4.10 – Coefficients de la pente des régressions linéaires α entre le logarithme du cumul de ruissellement et la longueur de versant pour chaque évènement et pour chaque parcelle en fonction du cumul de ruissellement moyen.

dans notre cas. Le manque d'évènements ruisselants (11 évènements) ainsi que le "rodage" des instruments de mesure expliquent sûrement en grande partie les différences sus-citées avec la littérature.

4.2.6 Influence des caractéristiques de la pluie

Aucun lien n'a pu être mis en évidence entre le cumul de ruissellement et le cumul de pluie. Ce résultat est valable également pour l'intensité maximale, l'intensité moyenne et la durée des évènements (Fig. 4.11). Le cumul de ruissellement ne s'explique pas non plus par une combinaison de ces quatre grandeurs : la corrélation linéaire multiple donne un coefficient de détermination multiple inférieur à 0.2. Les caractéristiques de la pluie ne suffisent donc pas à expliquer le ruissellement observé.

Afin d'évaluer s'il existe un effet de seuil d'intensité de pluie en-dessous duquel tout s'infiltre, le cumul de pluie au-dessus de ce seuil a été calculé pour plusieurs valeurs (5, 10, 20 et 30 mm/h). Ces valeurs de cumul de pluie corrigée tracées en fonction des cumuls de ruissellement moyens ne montrent aucune relation nette (Fig. 4.12).

La dynamique des pluies peut également influencer le ruissellement. Les évènements du 4 septembre et 28 octobre ont un cumul de pluie similaire (respectivement 24 et 25 mm) mais une dynamique très différente : le premier est un évènement court et intense (18 mm/h de moyenne pendant 80 min avec un pic à 288 mm/h sur 5 s) tandis que le deuxième est un évènement long et peu intense (1 mm/h de moyenne pendant 1900 min avec un maximum à 5 mm/h sur 5 s). L'évènement du 4 septembre a provoqué du ruissellement alors que celui du 28 octobre aucun ruissellement. Cependant, les pluies précédentes datent respectivement de 1 jour et de 6 jours et les cumuls de ruissellement observés le 4 septembre restent faibles (1 à 2 mm), ce qui relativise

les différences entre les deux pluies.

Ce résultat est logique puisque, dans un cas, la capacité d'infiltration du sol a été dépassée par une intensité de pluie importante et, dans l'autre cas, le cumul de pluie est étalé sur plusieurs heures. L'intensité moyenne est donc aussi importante que le cumul de pluie dans la production du ruissellement comme l'ont montré Parsons et Stone (2006) et Fang *et al.* (2008).

Conclusion

Les problèmes métrologiques et le manque de données ont rendu difficile l'interprétation des données de ruissellement sous pluies naturelles, celui-ci étant multi-factoriel. Une diminution du ruissellement avec la longueur de versant a été observée pour la majorité des événements de l'interrang enherbé, contrairement à l'interrang désherbé pour lequel la longueur a peu d'effet. Au niveau de l'évènement, l'importance de l'historique des pluies et de la dynamique des pluies sur la production du ruissellement a été mise en évidence. En outre, comme l'avaient démontré les pluies simulées, la différence de couvert n'est pas assez importante pour modifier de manière notable la production de ruissellement.

Ces résultats doivent donc inciter à poursuivre les campagnes de mesures pour obtenir une base de données exploitable afin de les confronter aux résultats de la littérature et des pluies simulées. Afin d'estimer de manière plus fine l'influence de la dynamique des pluies sur la production de ruissellement, des expérimentations en laboratoires avec un sol modèle pourraient s'avérer utiles pour contraindre les différents facteurs de contrôle.

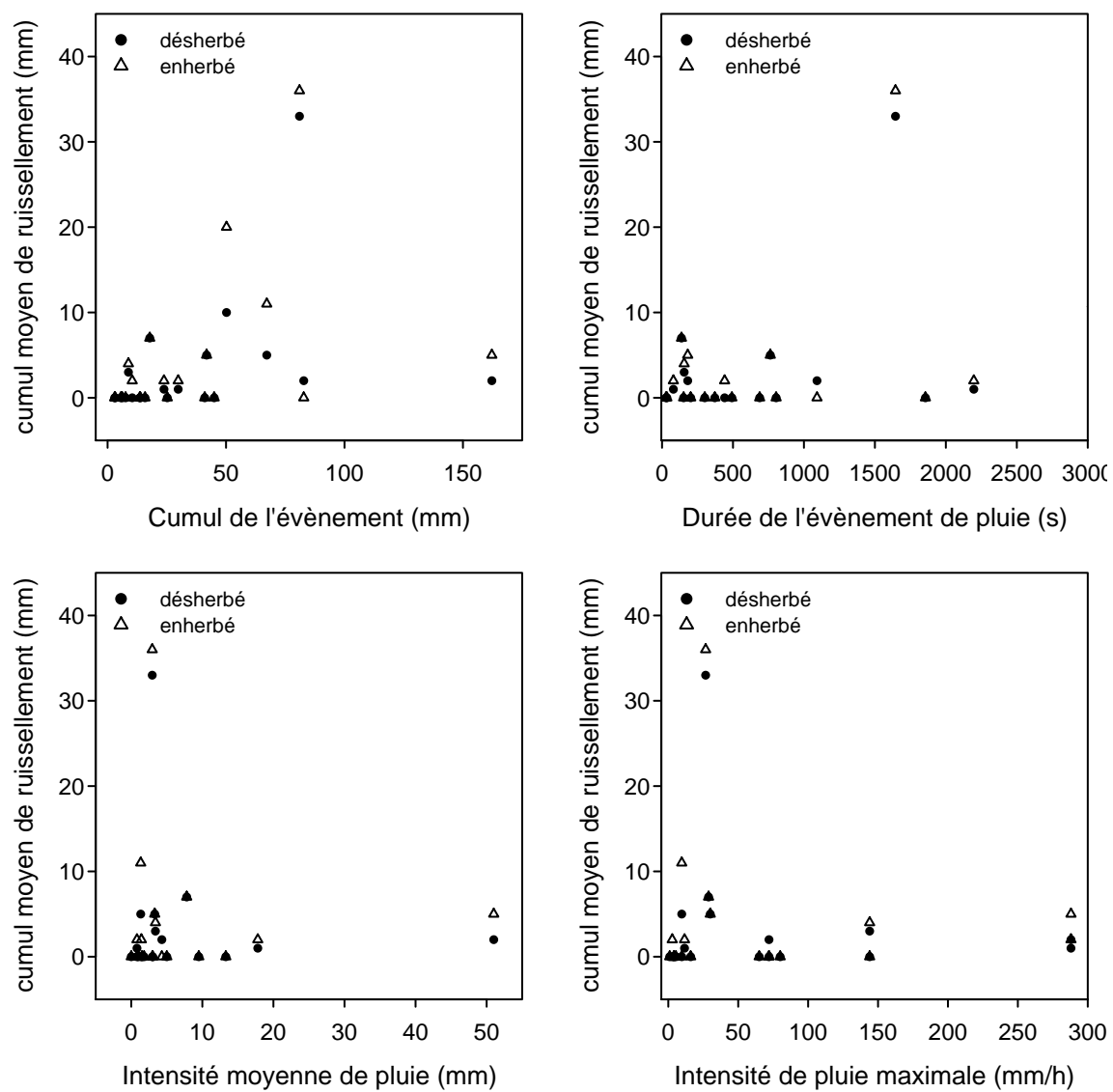


FIGURE 4.11 – Cumul de ruissellement moyen en fonction du cumul, de la durée, de l'intensité moyenne et de l'intensité maximale sur 5 s.

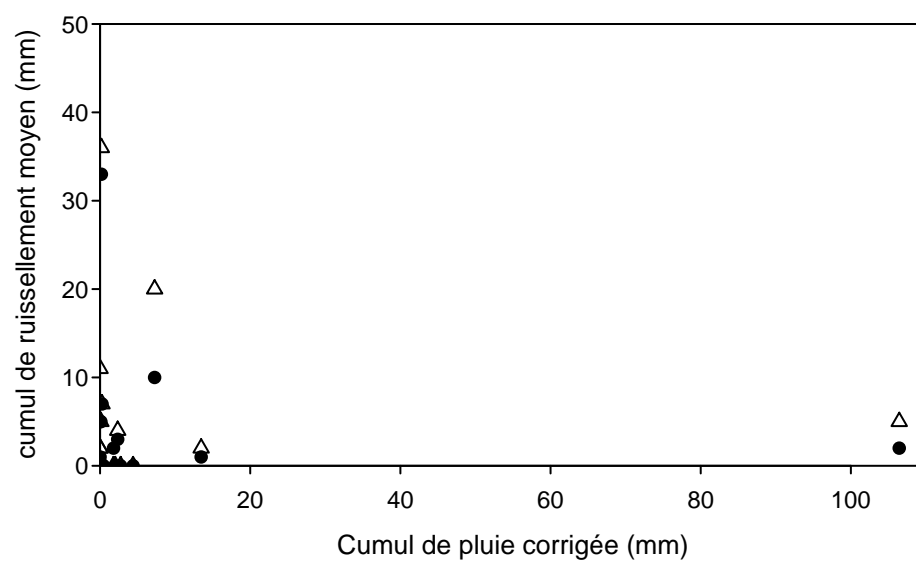


FIGURE 4.12 – Cumul de ruissellement moyen de chaque évènement en fonction du cumul de pluie corrigée (cumul des pluies d'intensité supérieure à 20 mm/h dans ce cas).

Chapitre 5

La simulation en laboratoire

Introduction

Afin de compléter les observations de terrain, des expériences de simulation de pluie ont été menées en laboratoire sur un milieu poreux artificiel reproductible. L'utilisation d'un milieu modèle avec des pluies simulées permettra, par un meilleur contrôle des paramètres, d'évaluer leur influence et de mieux comprendre les phénomènes observés sur le terrain.

Le milieu poreux artificiel est constitué d'un assemblage de cubes de céramique. Il permet de créer simplement une microtopographie, en surélevant certaines céramiques, et de contrôler la macroporosité, en vérifiant l'espacement entre les céramiques. L'influence de la microtopographie sur le ruissellement pourra ainsi être évaluée ainsi que celle de la macrostructure du sol suspectée de jouer un rôle majeur dans l'augmentation du flux d'infiltration avec l'intensité de pluie.

La persistance des phénomènes observés sur le terrain, tels que l'augmentation du flux d'infiltration en régime quasi-permanent avec l'intensité de pluie et l'effet de la dynamique des pluies sur le ruissellement, sera ainsi vérifiée en laboratoire. Il s'agit donc dans ce chapitre de présenter ces expériences, de confronter les résultats aux observations faites sur le terrain et d'identifier les processus mis en jeu.

5.1 Matériel et méthodes

5.1.1 Le milieu poreux artificiel reproductible

Le milieu poreux artificiel reproductible (MPAR) utilisé est composé de parallélépipèdes de céramiques ($6.5\text{cm} \times 6.5\text{cm} \times 5\text{cm}$) positionnés les uns à côtés des autres. On peut donc considérer deux types de porosité :

- une microporosité correspondant à la porosité de la céramique,
- une macroporosité correspondant aux fissures entre les céramiques.

Ce MPAR est donc une représentation simplifiée d'un sol réel avec une distribution de tailles de pore beaucoup plus simple que dans le cas d'un sol réel. De plus, l'intérêt d'un tel milieu est qu'il permet d'imposer des conditions initiales identiques entre les différentes expériences. Il suffit de passer les céramiques à l'étuve entre chaque expérience et de contrôler leur serrage lors de la mise en place. Il est ainsi plus simple de comparer différentes expériences entre elles.

Conductivité hydraulique à saturation de la céramique

En utilisant un perméamètre à charge variable, la conductivité hydraulique à saturation a été mesurée (voir Fig. 5.1). La céramique est enchâssée dans un coffret en plexiglas ouvert sur le dessus et relié par le dessous à un réservoir d'eau. Afin d'éviter que l'eau ne passe entre la céramique et le plexiglas, les parois ont été préalablement siliconées.

La céramique est dans un premier temps saturée par le bas afin de permettre l'évacuation des bulles d'air. Une charge initiale (h_0) est ensuite appliquée à la base de la céramique. La différence de charge entre le bas et le haut de la céramique provoque un flux d'eau du bas vers le haut. L'équation de Darcy, décrivant ce flux (q), est appliquée entre le bas (A) et le haut (B) de la céramique (Eq. 5.1). Le flux est aussi proportionnel à la variation de la hauteur d'eau dans le réservoir via le rapport des sections du réservoir (s) et de la céramique (S) comme l'exprime l'équation 5.2. La combinaison des deux donne l'évolution de la hauteur d'eau dans le réservoir en fonction du temps qui suit une exponentielle décroissante dépendant de la conductivité à saturation (K_S) et de la hauteur de la céramique (L) d'après la loi de Darcy (Eq. 5.3).

$$q = -K_S \cdot \frac{\Delta H}{\Delta z} = -K_S \cdot \frac{H_B - H_A}{z_B - z_A} = K_S \cdot \frac{h}{L} \quad (5.1)$$

$$q = -\frac{s}{S} \cdot \frac{dh}{dt} \quad (5.2)$$

$$h(t) = h_0 \cdot e^{-\frac{S \cdot K_S}{s \cdot L} \cdot t} \quad (5.3)$$

Les résultats des expériences effectuées pour différentes charges initiales (entre 8 et 43 cm) montrent que la conductivité à saturation augmente avec la charge et vaut en moyenne 3 mm/h (Fig. 5.2).

Courbe de rétention

La courbe de rétention (Fig. 5.3) a été déterminée en utilisant la méthode WIND. La céramique enchâssée dans le coffret en plexiglas servant pour le perméamètre à charge variable a été percée à différentes hauteurs (1, 2.5 et 4 cm depuis le bas) pour insérer trois bougies poreuses reliées à des capteurs de pression. Le contact entre les bougies et la céramique est assuré par de la boue de kaolinite. Le tout a été placé sur une balance et la céramique a été saturée par le bas avant chaque expérience. La courbe de rétention présentée correspond à la moyenne des trois bougies et des trois expériences. Les paramètres de Mualem-Van Genuchten (Eq. 1.2) ont ensuite été calés sur cette expérience : $n = 2.3$ et $h_e = 0.65$ ($r^2 = 0.99$ et $Nash = 0.96$). La courbe correspondant à ces paramètres est donnée à la figure 5.3.

Porosimétrie

La distribution volumique des pores de la céramique a été estimée à l'aide d'un porosimètre au mercure du laboratoire (Fig. 5.4). Les mesures présentées ici correspondent à la phase d'intrusion du mercure. Les résultats montrent que la taille médiane des pores est approximativement de



FIGURE 5.1 – Perméamètre à charge variable

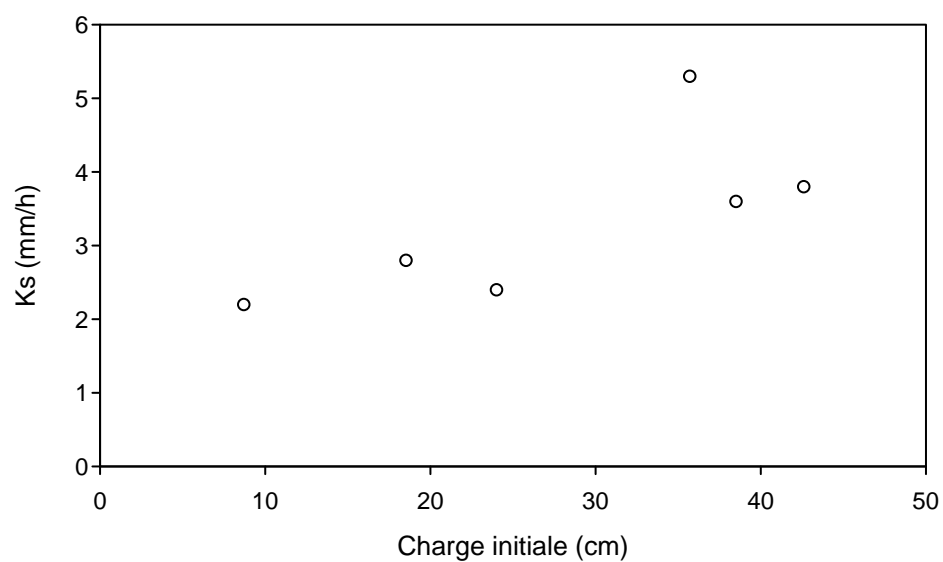


FIGURE 5.2 – Conductivité hydraulique à saturation de la céramique pour différentes charges (entre 8 et 43 cm).

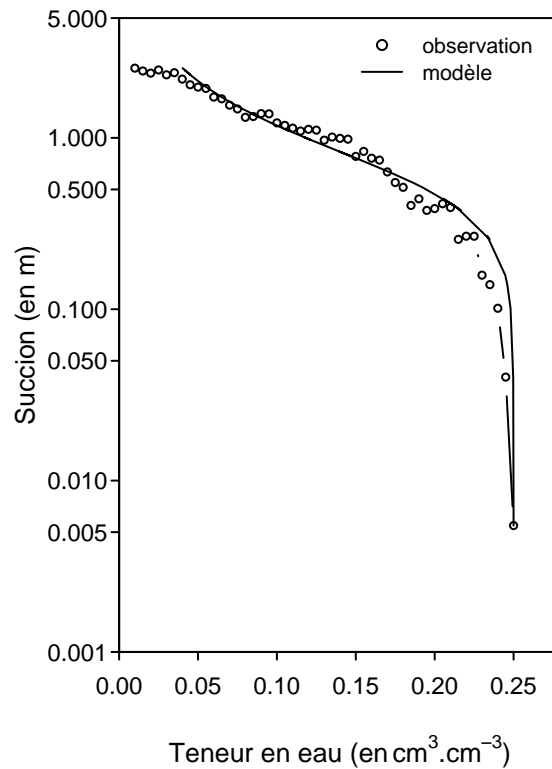


FIGURE 5.3 – Courbes de rétention obtenue par méthode WIND et par le calage du modèle de Mualem-Van Genuchten.

11 μm , le premier décile est de 39 μm et le dernier décile de 2 μm . La distribution des pores des céramiques présente donc une assez faible dispersion.

Conductivité du milieu poreux artificiel reproductible (MPAR)

Le milieu poreux artificiel reproductible étant constitué de briques placées les unes à côtés des autres, la conductivité de ce milieu est différente de celle de la céramique puisqu'il faut prendre en compte la conductivité des fissures inter-céramiques.

Les premières expériences ont montré que la conductivité des espaces entre les céramiques était, malgré un serrage important, trop forte par rapport aux intensités de pluie qu'il est réaliste d'appliquer. En effet, aucun ruissellement n'a été observé malgré des intensités supérieures à 300 mm/h alors que les céramiques étaient visiblement saturées. Les parois des céramiques n'étant pas parfaitement lisses, les surfaces de contact entre elles devaient laisser un espace trop important et donc une conductivité très élevée. Visuellement, les céramiques étaient saturées au centre et plus sèches sur ses bords. Cette observation montre l'effet tangible des fissures sur l'augmentation de la conductivité (K_S multiplié par au moins 100) malgré un serrage important.

Pour pallier à ce problème, des joints en polyéthylène expansé de 3 mm d'épaisseur ont été rajoutés entre les céramiques afin de diminuer la conductivité de la macroporosité. Des bandes de hauteur légèrement inférieure aux céramiques (environ 4.5 cm) sont entrecroisées pour former des joints entre les céramiques dans les deux directions.

Afin de mesurer la conductivité du MPAR, la cuve a été aménagée en perméamètre à charge

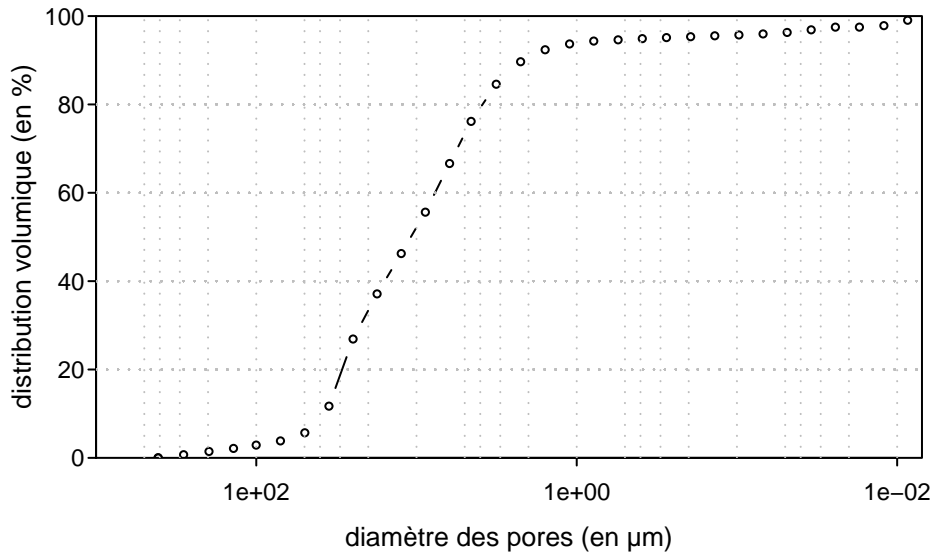


FIGURE 5.4 – Distribution volumique des tailles de pores d'un échantillon de céramique.

variable pour permettre un suivi d'infiltration sous charge. L'exutoire a été bouché à l'aide d'une plaque de PVC et les quatre angles imperméabilisés à l'aide de feuilles de plastique insérées avant le serrage. Au préalable, une pluie d'imbibition de faible intensité a été appliquée afin de saturer les céramiques. Le principe est ensuite de verser rapidement un certain volume d'eau puis de suivre l'évolution de la hauteur d'eau au cours du temps.

Dans un premier temps, des mesures ont été effectuées à l'aide de quatre règles graduées collées sur les parois pour 3 charges différentes. Cependant, un effet de ménisque sur les mesures a gêné les mesures inférieures à 4 mm (le rayon théorique du ménisque de l'eau à 20°C est de 2.7 mm). Dans un second temps, un limnimètre à pointe muni d'un vernier a servi pour mesurer la hauteur d'eau de manière plus précise mais en un seul point (choisi au centre).

Les résultats présentés à la figure 5.5 montrent l'évolution de la hauteur d'eau en fonction du temps. Si l'on applique l'équation de Darcy (§ 1.2.1) entre le bas de la céramique (noté B) et le haut pris comme origine de l'axe vertical, l'évolution de la hauteur d'eau (notée h_0) en fonction du temps s'écrit (Eq. 5.4) :

$$\frac{dh_0}{dt} = -K_S \cdot \frac{h_0 + L - h_B}{L} \quad (5.4)$$

où K_S est la conductivité à saturation, L la hauteur de la céramique et h_B la pression en B. En séparant les variables et en intégrant, on obtient l'évolution théorique de la hauteur d'eau en fonction du temps dans laquelle A est une constante (Eq. 5.5). Cette équation montre qu'il existe une relation linéaire entre $\ln(h_0 + L - h_B)$ et t et le coefficient de la pente est proportionnel à la conductivité hydraulique à saturation. La pression au bas des céramiques étant une inconnue, un calage a été effectué afin de minimiser la concavité de la courbe.

$$h_0 + L - h_B = A \cdot e^{-\frac{K_S}{L} \cdot t} \quad (5.5)$$

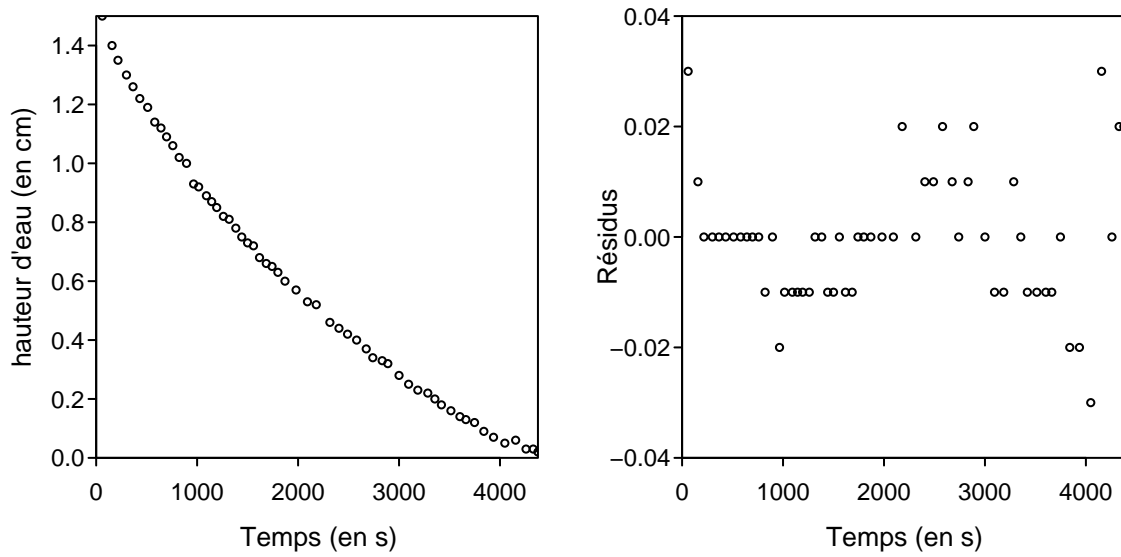


FIGURE 5.5 – Évolution en fonction du temps de la hauteur d’eau mesurée (à gauche) et des résidus par rapport à la régression linéaire entre le logarithme de la hauteur d’eau et le temps (à droite).

Les résultats donnent alors une pression h_B valant 4.5 ± 0.05 cm et une conductivité à saturation autour de 57 ± 4 mm/h (graphique droit de la figure 5.5). Ce qui signifie que, contrairement à l’objectif de condition aux limites de drainage libre, il existe une pression positive à la base de la céramique et le gradient de charge est donc inférieur à 1. La plaque percée servant de fond à la cuve ne doit pas contenir assez de trous (environ 5 trous de 8 mm par céramique) pour “évacuer” l’eau.

5.1.2 Le simulateur de pluie

Le simulateur utilisé est situé à 4 m au dessus de la cuve de ruissellement (voir Fig. 5.6). Il est équipé d’un réseau de goutteurs régulièrement espacés (Fig. 5.7). Ces goutteurs ont un débit d’autant plus important que la pression d’eau dans le tuyau est importante. Grangeon (2009) a effectué des mesures de granulométrie des gouttes de pluie pour deux intensités de pluie différentes (Tab. 5.1). Il ressort des distributions granulométriques que l’intensité de pluie a peu d’influence sur les diamètres et les vitesses des gouttes. Cependant, les intensités étalonnées dans cette étude correspondent à nos intensités minimales. Pour des intensités de pluie plus importantes (maximum 225 mm/h), les projections par effet splash étaient visuellement plus importantes, témoin d’une énergie cinétique plus grande, i.e. des diamètres et/ou des vitesses plus importantes.

Ce réseau est alimenté à deux extrémités différentes, ce qui permet une répartition de la pression dans les tuyaux plus homogène et donc une meilleure uniformité de la pluie. Le débit entrant du réseau est contrôlé à l’aide d’une vanne et d’un rotamètre directement branchés sur le réseau d’eau. Le tout est installé sur un portique tournant qui est entraîné par un moteur. Toute

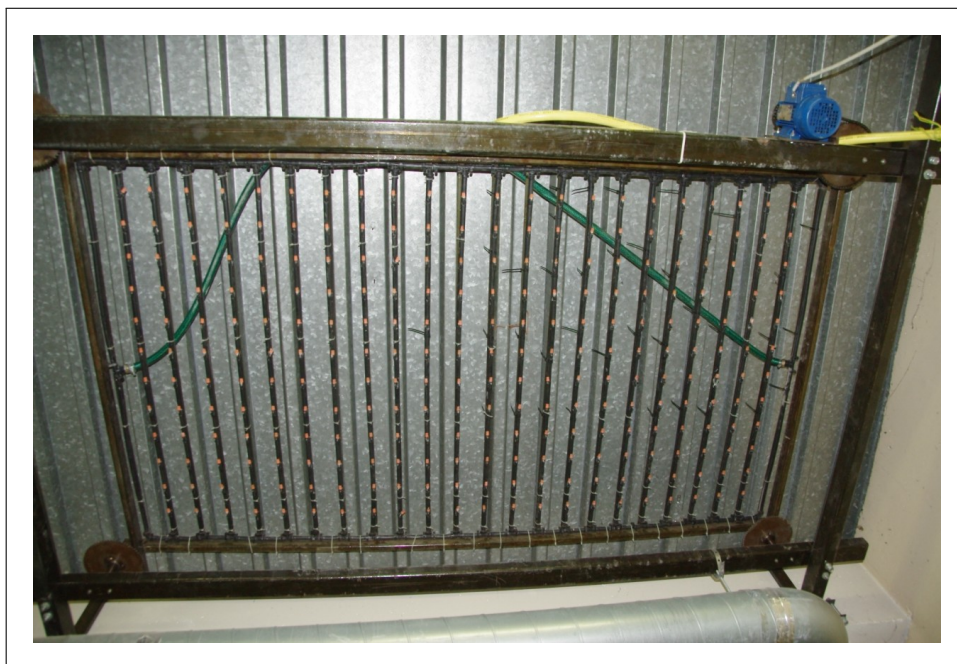


FIGURE 5.6 – Simulateur de pluie utilisé.



FIGURE 5.7 – Goutteur du simulateur de pluie.

intensité de pluie (mm/h)	diamètre (en mm)			vitesse (en $m.s^{-1}$)		
	1er décile	médiane	dernier décile	1er décile	médiane	dernier décile
55	0.3	0.6	1.3	1.2	2.1	2.8
80	0.3	0.7	1.4	1.1	1.9	2.5

TABLEAU 5.1 – Distribution granulométrique des gouttes de pluie en diamètre et en vitesse pour deux intensités de pluie. D'après Grangeon (2009).

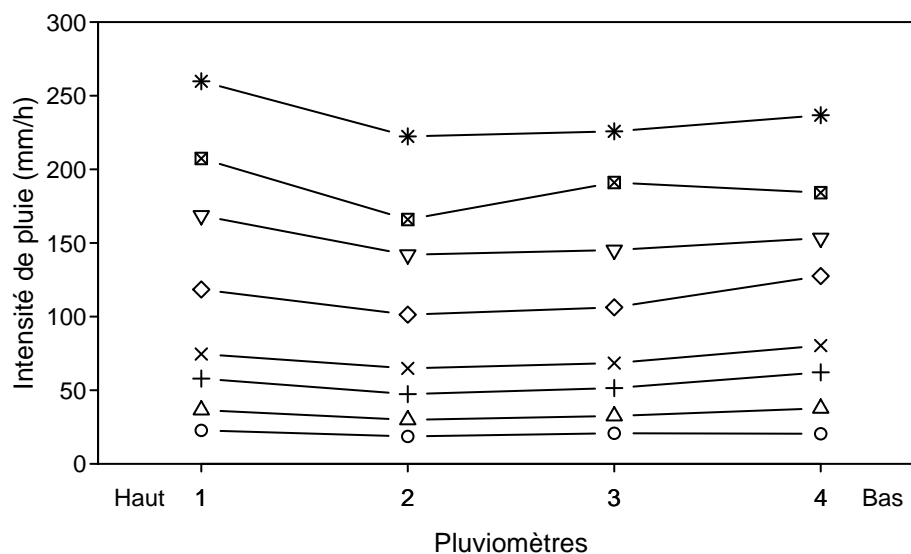


FIGURE 5.8 – Hétérogénéité du simulateur de pluie. Chaque courbe représente une valeur du rotamètre différente. Les valeurs correspondent à la moyenne d'un pluviomètre pour toutes les expériences.

la surface est ainsi couverte. Pour améliorer l'homogénéité du système, l'alimentation du moteur est branché sur un oscillateur, ce qui donne au simulateur une vitesse de rotation irrégulière.

L'intensité de pluie a été mesurée à l'aide de quatre pluviomètres (2 de diamètre 15.25 cm et 2 de diamètre 11.8 cm) régulièrement espacés dans le sens de la pente. Par la suite, nous utiliserons donc la moyenne de ces quatre intensités ainsi que leur écart-type. Pour les premières expériences (n°1, 2 et 3), un seul pluviomètre ayant été utilisé, les graphiques et les valeurs utilisées correspondent aux intensités issues de l'étalonnage. Malgré les précautions sus-citées, l'hétérogénéité est importante comme en témoigne la figure 5.8. Il est donc nécessaire de mesurer la pluie en plusieurs endroits à chaque fois pour avoir l'intensité moyenne tombant sur la cuve.

5.1.3 La cuve de ruissellement

La cuve de ruissellement est composée de parois en PVC (Fig. 5.9). A l'intérieur de ces parois fixes, deux parois amovibles ont été installées. Ainsi, les céramiques peuvent être serrées pour avoir l'espacement moyen voulu entre les céramiques. Le serrage se fait au moyen de 7 vis dans la longueur et 3 vis dans la largeur. Pour chaque vis, une rondelle et un boulon appuient sur l'intérieur des parois de la cuve. Les vis sont en butée sur une barre métallique accolée aux parois amovibles. Cela permet d'obtenir un serrage fin, l'erreur maximale observée étant de 1 mm sur la largeur.

Pour éviter une déformation des parois extérieures, deux barres métalliques ont été installées avec des serres-joints à l'extérieur de cette cuve. A l'exutoire, une gouttière en pente permet de collecter le ruissellement. La cuve est posée sur une structure métallique munie d'un vérin hydraulique qui permet d'incliner le plan. Pour chaque expérience, l'horizontalité de la cuve perpendiculairement à la pente a été vérifiée.

Les parois ont une hauteur d'une vingtaine de centimètres afin de s'affranchir des problèmes de projections lors de l'impact des gouttes et éviter ainsi que de l'eau ne sorte de la cuve. Malgré cette précaution, aux fortes intensités une faible partie de l'eau est projetée à l'extérieur de la cuve. Suite à l'observation de projections importantes dues à l'impact des gouttes sur l'épaisseur des parois, un treillis permettant d'atténuer l'énergie cinétique des gouttes a été installé sur l'épaisseur des parois et de fines plaques métalliques ont été fixées en haut des parois (Fig. 5.9 et 5.10).

5.1.4 Mesure de la teneur en eau

Afin de suivre la teneur en eau tout au long des expériences, deux types de mesure ont été effectuées : à l'aide d'une sonde diélectrique (voir Fig. 3.4) et par pesées de céramiques témoin. Pour cela, des céramiques ont été disposées entre les parois amovibles et les parois fixes. L'une d'entre elle a servi pour la sonde, les autres ont été prélevées durant les expériences et pesées.

La sonde a été placée à 1.2 cm de la face supérieure, ses guides d'onde orientées parallèlement à cette surface. Cette mesure nous donne donc la teneur en eau proche de la surface, contrairement à la pesée qui nous donne une moyenne globale sur toute la céramique. Ne disposant pas d'étalonnage de la sonde pour ce MPAR, seule l'information qualitative est utilisable.

Un des défauts de cette méthode est que, contrairement aux autres céramiques, celles servant à la mesure ne "subissent" pas le ruissellement et donc reçoivent moins d'eau à leur surface.

5.1.5 Protocoles expérimentaux

Afin d'évaluer l'influence de différents paramètres, tels que la dynamique des pluies, le serrage, la pente ou la microtopographie, sur le ruissellement, différents protocoles ont été mis en place.

Effet de l'intensité et de la dynamique des pluies

Pour chaque expérience, on a voulu évaluer l'effet de l'intensité de pluie sur le ruissellement et sur l'infiltration ainsi que l'effet de la dynamique des pluies. Pour cela, la même série de pluies a été appliquée pour chaque configuration :

- des créneaux de pluie continue à des intensités de pluie allant de 20 à 235 mm/h
- des pluies intermittentes (en général 5 min de pluie, 5 min d'arrêt) pour quelques intensités (75, 150 et 235 mm/h). Les expériences pour lesquelles la durée d'arrêt était plus longue s'expliquent par une durée de vidange de la microtopographie plus longue.

De même que pour les expériences de simulation de pluie sur le terrain, les pluies intermittentes et continues ont été comparées en utilisant (1) le rapport d'une pluie intermittente et d'une pluie continue de même intensité moyenne et d'intensité maximale double (Protocole 4 du chapitre 3) et (2) le déficit de ruissellement par intermittence (DRi) défini au paragraphe § 3.2.6.

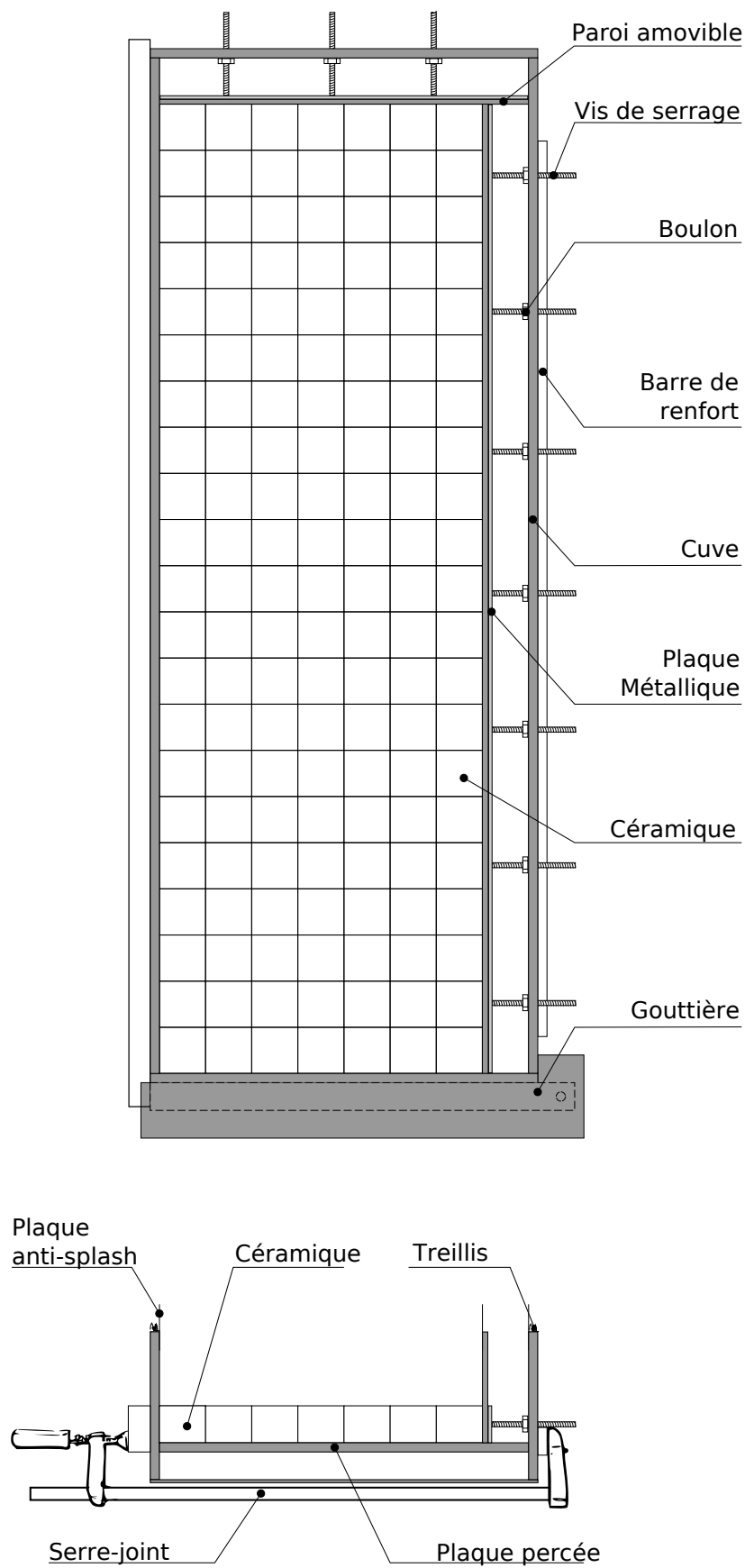


FIGURE 5.9 – Schéma de la cuve de ruissellement.

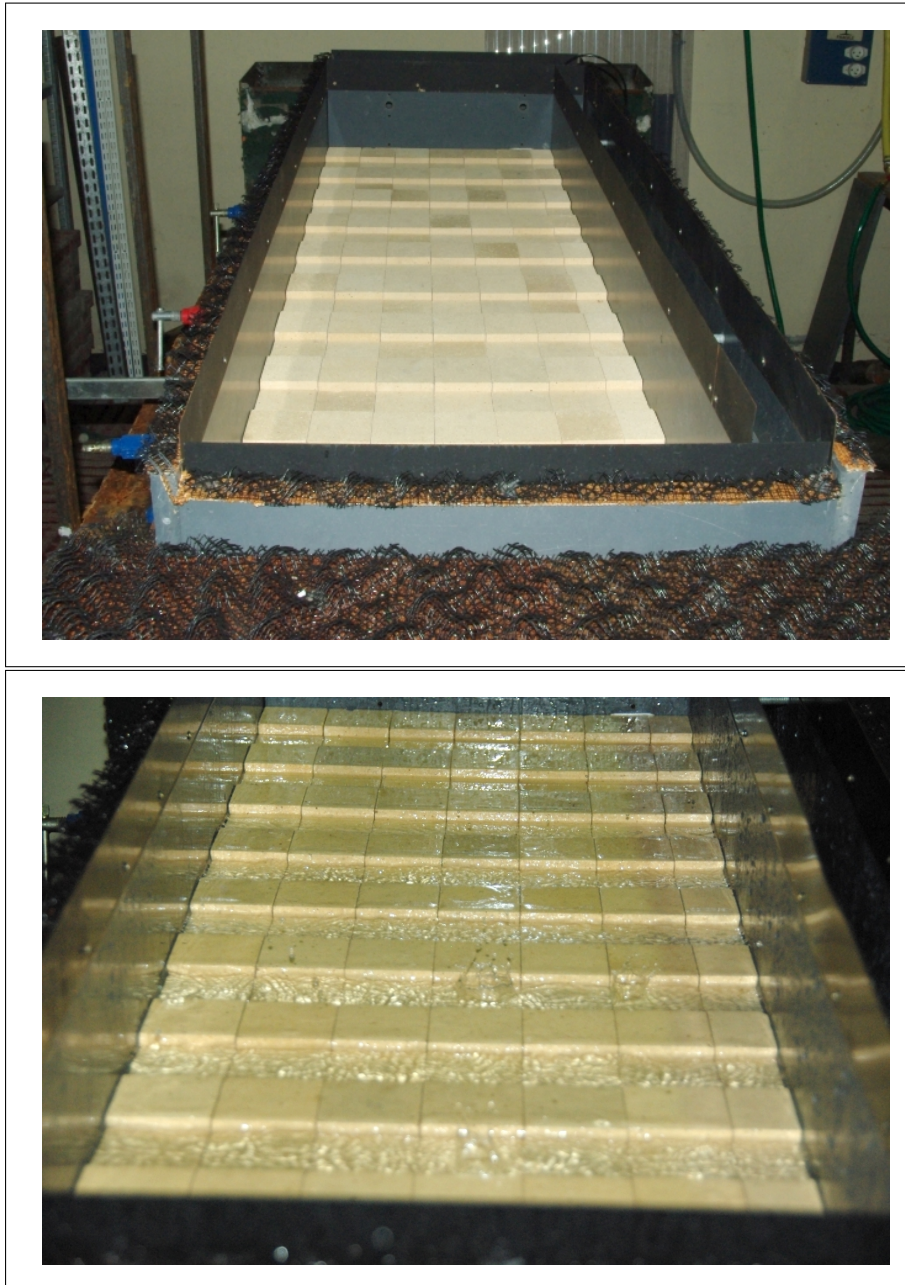


FIGURE 5.10 – Photos de la cuve de ruissellement.

	en largeur		en longueur	
	moyenne	écart-type	moyenne	écart-type
désordonné	0.32	0.087	0.24	0.021
ordonné	0.32	0.003	0.24	0.003

TABLEAU 5.2 – Caractéristiques des espacements en mm des deux agencements “ordonné” et “désordonné”.

Effet de l'agencement

Dans toutes les expériences, les céramiques ont été numérotées pour pouvoir les replacer de façon identique à chaque expérience. Les mesures ont montré de légères différences entre les tailles des céramiques (écart-type de 0.16 mm). Dans un premier temps (expériences n°1 à 12), l'agencement était désordonné, c'est-à-dire effectué au hasard, mais identique pour toutes ces expériences. Dans un second temps (expériences 13 et 14), l'agencement des céramiques a été modifié afin de minimiser l'écart-type de l'espacement entre les céramiques en largeur et en longueur (nommé par la suite agencement ordonné). Les espacements sont donc plus homogènes et plus petits en agencement ordonné qu'en désordonné (Tab. 5.2).

Effet du serrage

Le serrage nous donne une idée de l'importance des fissures sur le contrôle de l'infiltration et donc du ruissellement. Le serrage donne la taille moyenne des fissures entre les céramiques. Il est contrôlé en mesurant la largeur entre deux parois de la cuve en plusieurs endroits. L'espacement moyen correspond à la largeur moyenne de la cuve divisée par la largeur moyenne des cubes multipliée par le nombre de cube. Le tableau 5.3 récapitule les différents espacements moyens utilisés durant les expériences.

Effet de la pente

Trois pentes différentes ont été utilisées (6.6, 7.8 et 12.7 %) pour étudier l'effet de la pente sur le ruissellement et ceci en présence et en l'absence de microtopographie.

Effet de la microtopographie

Des cales en PVC ont été fabriquées pour permettre de créer une microtopographie en surélevant certaines céramiques. Ces cales font 0.5 ou 1 cm de hauteur. Nous avons choisi trois types de microtopographie (Fig. 5.11) :

1. aucune microtopographie (noté “plat”)
2. 1 rang sur 2 perpendiculairement à la pente surélevé de 0.5 cm (noté “1/2rg 0.5cm”)
3. 1 rang sur 2 perpendiculairement à la pente surélevé de 1 cm (noté “1/2rg 1cm”)
4. en damier surélevé de 0.5 cm (noté “damier”)

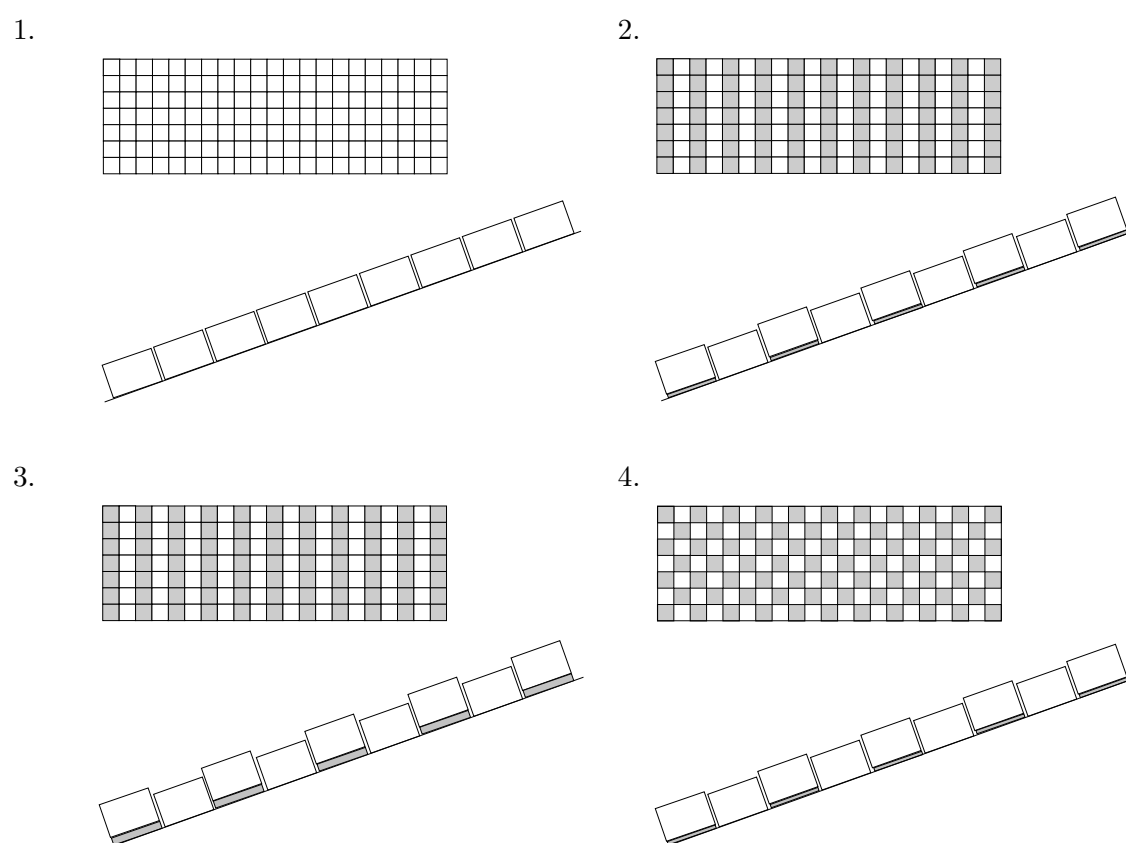


FIGURE 5.11 – Les différents types de microtopographie utilisés

Expérience n°	Microtopographie		Espacement		Pente %	Protocole 4			DRi		
	Type	Hauteur cm	Largeur mm	Longueur mm		75mm/h %	150mm/h %	235mm/h %	75mm/h mm	150mm/h mm	235mm/h mm
1	aucune	0	0.32	0.51	7.8	25	-	-	0.09	-	-
2	aucune	0	0.57	0.49	7.8	-	-	-	-	-	-
3	aucune	0	0.32	0.24	7.8	-	-	-	-	-	-
4	1/2 rg	0.5	0.32	0.24	7.8	61	22	-	0.75	0.89	-
5	damier	0.5	0.32	0.13	7.8	22	8	-	0.18	0.21	-
6	aucune	0	0.32	0.24	12.7	6	10	-	0.12	0.13	-
7	1/2 rg	0.5	0.32	0.24	12.7	32	11	-	0.28	0.39	-
8	aucune	0	0.32	0.24	6.6	67	28	-	0.25	0.31	-
9	aucune	0	0.32	0.24	7.8	35	20	-	0.20	0.28	-
10	aucune	0	0.32	0.24	7.8	30	26	14	0.16	0.26	0.26
11	1/2 rg	1	0.32	0.24	7.8	17 ^a	7 ^a	6 ^a	1.48 ^a	1.68 ^a	1.81 ^a
12	1/2 rg	1	0.32	0.24	7.8	-3 ^b	12 ^b	11 ^c	1.32 ^b	1.47 ^b	1.85 ^c
13	1/2 rg ordonné	1	0.32	0.24	7.8	21 ^a	11 ^d	6 ^e	1.75 ^a	2.08 ^d	2.49 ^e
14	aucune ordonné	0	0.32	0.24	7.8	47 ^a	44	19	0.14 ^a	0.25	0.31

TABLEAU 5.3 – Tableau récapitulant toutes les expériences de simulation de pluie en laboratoire. “1/2 rg” signifie 1 rang sur 2 (cf. § 5.1.5). En général, les pluies intermittentes étaient composées de 5 min de pluie et de 5 min d’arrêt sauf pour les données marquées : *a* correspond à une pluie de 10 min et 10 min d’arrêt, *b* à 10 et 15 min, *c* à 10 et 20 min, *d* à 10 et 12 min et *e* à 10 et 13 min. Le terme “ordonné” est défini au paragraphe (§ 5.1.5).

5.2 Résultats et discussion

La figure 5.12 montre un exemple de résultat obtenu pour l'expérience n°11 avec de la microtopographie. A partir de ces courbes et afin d'évaluer les différences au niveau du ruissellement entre les différentes configurations, différents paramètres ont été choisis pour simplifier les comparaisons.

Pour chaque expérience, l'infiltration et le ruissellement en régime quasi-permanent seront tracés en fonction de l'intensité de pluie.

Pour avoir une idée plus précise de la dynamique du ruissellement, le temps d'apparition du ruissellement et les temps de montée ont été utilisés. Seuls les temps d'apparition et les temps de montée en condition initialement saturée (i.e. évènement précédé d'au moins une pluie ruisselante) seront comparés. Les temps de montée présentés sur les figures suivantes sont définis comme le délai entre l'apparition du ruissellement et le moment où le régime permanent est atteint. Les incertitudes de mesures sur ce délai peuvent être importantes en l'absence de microtopographie car le régime permanent est alors atteint très rapidement.

Enfin, les volumes de vidange exprimés en hauteur d'eau ont été calculés pour chaque expérience et tracés en fonction de l'intensité de ruissellement avant la pluie. De même, en l'absence de microtopographie, les vidanges se sont effectuées très rapidement (quelques secondes) d'où des incertitudes de mesure importantes.

5.2.1 Evolution de la teneur en eau

L'expérience n°11 montre un exemple typique de l'évolution de la teneur en eau en fonction du temps (Fig. 5.12). Les deux courbes de teneur en eau (par pesée et par sonde) montrent une augmentation de la teneur en eau pendant environ 2500 s puis une stabilisation. Le ruissellement apparaît avant la saturation complète de la surface de la céramique (autour de 14 % pour une valeur à saturation d'environ 22%). En outre, entre chaque averse des pluies intermittentes, la teneur en eau évolue peu (moins de 5% en relatif). Ces résultats sont similaires pour les autres expériences que ce soit en présence ou en l'absence de microtopographie. De plus, le délai entre le temps d'apparition du ruissellement et la stabilisation de la teneur en eau est en moyenne de 100 s avec un écart-type de 550 s et négatif pour 2 expériences (la stabilisation précède le ruissellement).

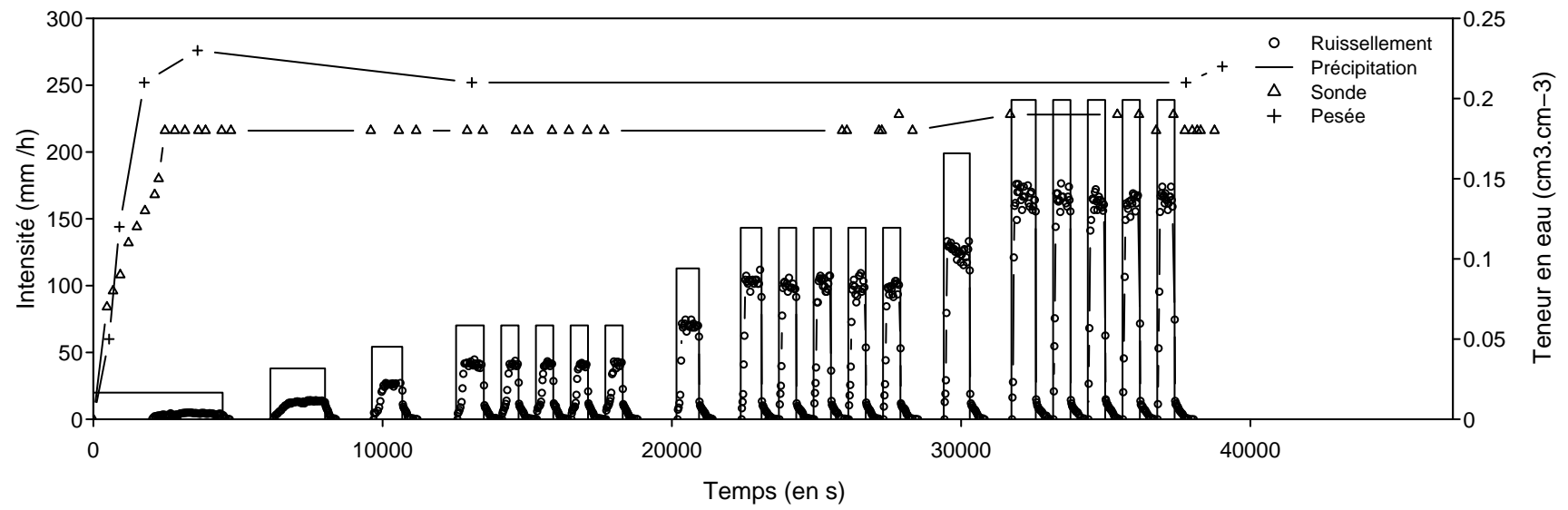


FIGURE 5.12 – Expérience n°11 de simulation de pluie en laboratoire. Les courbes “sonde” et “pesée” correspondent respectivement aux mesures de teneur en eau par sonde capacitive et par pesée de brique.

5.2.2 Reproductibilité

Avant de comparer les différentes configurations entre elles, il est nécessaire de vérifier la reproductibilité des mesures. Pour deux types de configurations (sans et avec microtopographie), les expériences ont été répétées deux fois (Fig. 5.13). Ces répétitions d'expérience se déroulent à chaque fois de manière indépendante (les céramiques sont séchées entre deux expériences avant d'être remplacées). Les droites de régression ont été calculées pour chaque expérience en forçant l'origine à 0 afin d'évaluer les biais éventuels.

Il ressort que, au niveau de l'infiltration et du ruissellement, les expériences sont correctement reproduites ($pente > 0.97$) avec peu de bruit ($r^2 > 0.97$). Les temps d'apparition du ruissellement sont parfaitement identiques pour les deux expériences sans microtopographie. La droite de régression pour les expériences avec microtopographie est fortement biaisée mais en grande partie à cause d'un seul point de mesure.

Pour les temps de montée, les résultats sont cohérents : pour les expériences 13 et 14, les valeurs sont très proches pour toutes les intensités de pluie et pour les deux expériences. Les légères différences correspondent à du bruit d'erreur de mesure (le temps de montée étant très court, la mesure par flacons devient moins précise). Quant aux volumes de vidange, si l'expérience est bien reproductible pour la configuration sans microtopographie, il existe un biais (coefficient de régression de 1.18) entre les expériences 15 et 16 malgré une bonne corrélation ($r^2 = 0.997$).

Globalement, il ressort donc que les expériences sont convenablement reproductibles. Ceci est essentiel pour pouvoir comparer les expériences avec des configurations différentes de pente, de microtopographie, de serrage.

5.2.3 Influence de la disposition

Influence du serrage

La figure 5.14 montre l'effet du serrage sur le ruissellement pour 3 serrages différents pour des expériences sans microtopographie. L'observation du premier graphique (respectivement second graphique) montre clairement une diminution de l'infiltration en régime permanent (respectivement augmentation du ruissellement) avec le serrage. Ce résultat est logique puisque, en augmentant le serrage, on diminue les espaces entre les céramiques et donc la capacité d'infiltration de la macroporosité. Cela souligne donc le rôle majeur de la macroporosité sur le contrôle de l'infiltration.

En outre, aucun effet n'est observé sur le temps d'apparition ni sur le temps de montée. Théoriquement, les temps d'apparition pour l'expérience avec les céramiques les moins serrées auraient dû être plus longs à intensité de pluie identique que pour des serrages plus importants car l'infiltration étant plus importante, le volume de pluie pour atteindre la saturation devrait être plus important.

L'hypothèse la plus vraisemblable est que les fissures inter céramiques ne sont actives que sous charge¹. Le temps d'apparition du ruissellement correspond dans ce cas au moment où

1. Par exemple, Cey et Rudolph (2009) ont observé sur des expériences d'infiltromètres à disque qu'au-dessus

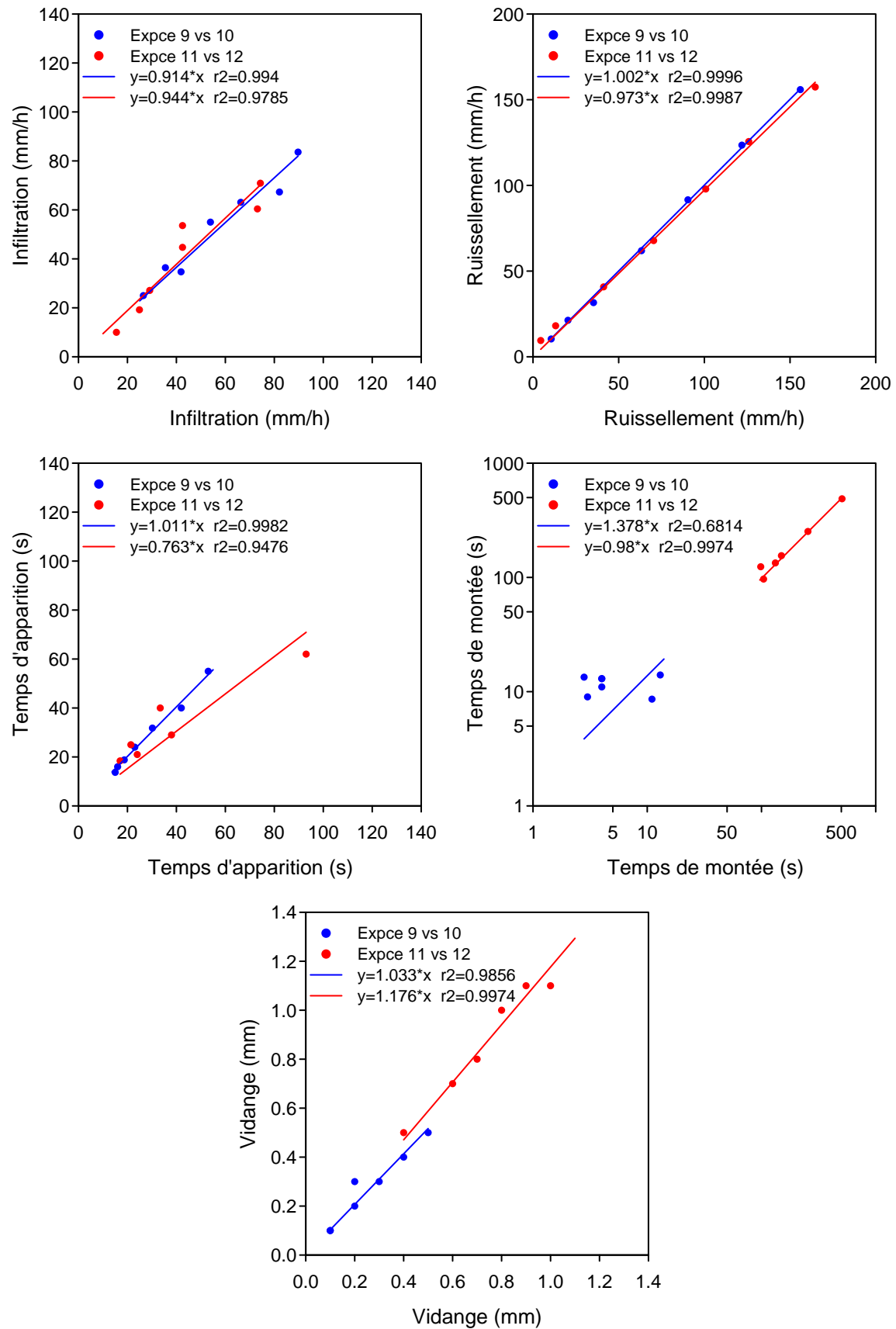


FIGURE 5.13 – Reproductibilité des expériences. Les expériences à plat (9 et 10) et avec une microtopographie de 1 cm (11 et 12) ont été répétées deux fois pour vérifier la reproductibilité des expériences.

seule la capacité d'infiltration des céramiques est dépassée, capacité d'infiltration qui est a priori identique pour toutes les expériences.

Les volumes de vidange sont difficilement mesurables à partir des courbes de ruissellement car la vidange se fait en quelques secondes et donc le calcul est fait à l'aide de 2 ou 3 points. Les comparaisons sont donc difficiles. Néanmoins, les volumes de vidange semblent être légèrement plus faibles pour le serrage le plus faible en comparaison des deux autres serrages. Ce résultat est cohérent avec le ruissellement plus faible en régime permanent du serrage le plus faible puisque les hauteurs d'eau augmentent en général avec le ruissellement (Dunne *et al.*, 1991).

Influence de l'agencement

En l'absence de microtopographie, les résultats montrent une infiltration en régime quasi-permanent plus importante en agencement ordonné qu'en désordonné (Fig. 5.15). Les autres paramètres semblent peu influencés par cette différence d'agencement. En présence de microtopographie, la comparaison entre les deux expériences (n°11 et 13) pour l'infiltration est rendue difficile par les erreurs de mesures de l'intensité de pluie. En utilisant l'étalonnage du rotamètre pour les intensités de pluie (Annexe C), les mesures montrent une infiltration en régime permanent légèrement plus importante pour l'agencement ordonné que désordonné, excepté aux fortes intensités (deux derniers points) où l'infiltration est nettement supérieure en ordonné qu'en désordonné. L'autre différence majeure est au niveau des volumes de vidange qui sont beaucoup plus importants en agencement désordonné qu'en ordonné.

En supposant que l'augmentation des espacements est une cause directe d'augmentation de la conductivité, une augmentation du coefficient de variation des espacements devrait provoquer une augmentation du coefficient de variation de la conductivité. Or, de nombreux auteurs (Smith et Hebbert, 1979; Freeze, 1980; Woolhiser *et al.*, 1996; Binley *et al.*, 1989) ont constaté que le ruissellement augmentait avec le coefficient de variation de la conductivité. Les résultats confirment donc cette observation car un coefficient de variation fort ("désordonné") provoque une infiltration plus faible (i.e. un ruissellement plus fort) qu'un coefficient de variation faible ("ordonné"). Cependant, cet effet est plus important pour des pluies courtes et intenses (Woolhiser *et al.*, 1996) et donc a priori plus faible en régime pseudo-permanent, comme dans notre cas.

Une hypothèse pour expliquer les volumes plus importants de vidange avec microtopographie en agencement désordonné qu'en agencement ordonné pourrait être la suivante : un cheminement entre les céramiques permettant d'"évacuer" l'eau retenue dans la microtopographie existerait en désordonné et serait atténué en ordonné. En effet, la distribution des espacements en agencement ordonné étant plus faible qu'en désordonné, la probabilité de trouver des espacements importants, susceptibles d'"évacuer" la détention superficielle, est plus faible en ordonné qu'en désordonné. Ceci montre que la taille et la distribution spatiale des macropores peut jouer non seulement sur la dynamique de l'infiltration mais aussi sur celle du ruissellement.

d'une succion de 3 cm, l'eau s'infiltre majoritairement dans la matrice et au dessous de 3 cm, l'écoulement est dominé par les macropores.

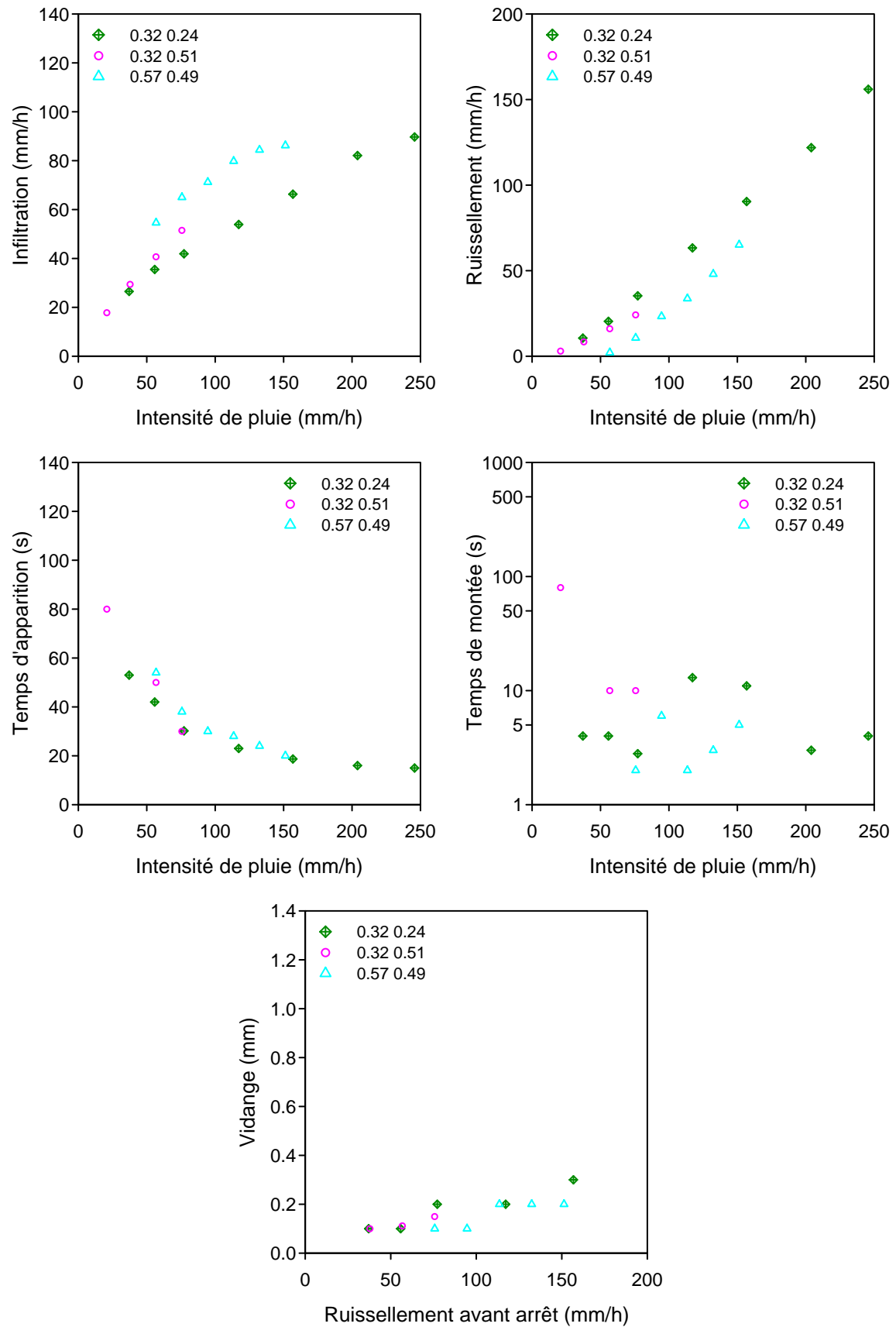


FIGURE 5.14 – Influence du serrage sur le ruissellement (Expériences n°1, 2 et 9). Dans la légende, les deux chiffres correspondent respectivement à l'écart moyen entre deux céramiques (en mm) dans le sens de la largeur et de la longueur.

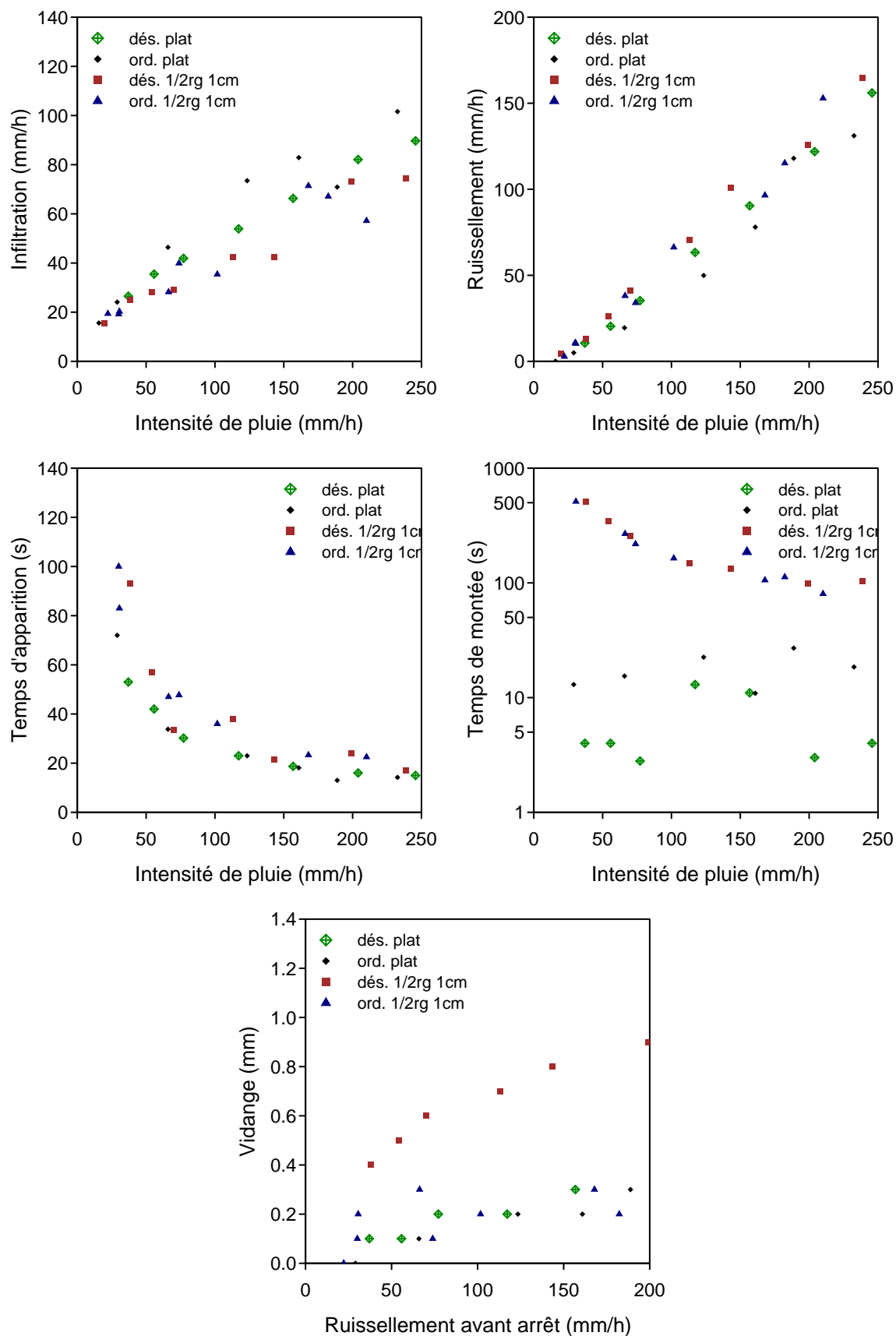


FIGURE 5.15 – Influence de l'agencement des céramiques sur le ruissellement (Expériences n°9, 11, 13 et 14). Deux agencements ont été utilisés : désordonné, noté “dés.”, et ordonné, noté “ord.” (cf. § 5.2.3). Les autres notations sont expliquées § 5.1.5.

5.2.4 Influence de la microtopographie

L'influence de la microtopographie sur le ruissellement a été évaluée en utilisant une configuration sans microtopographie, avec une microtopographie perpendiculaire à la pente pour deux hauteurs (0.5 et 1 cm) et en damier avec une hauteur de 0.5 cm (Fig. 5.16). Les mesures montrent que le sol sans microtopographie infiltre plus que le sol avec microtopographie en damier et le sol avec une microtopographie de 1 cm mais moins que le sol avec une microtopographie de 0.5 cm.

La non-monotonie de l'infiltration en régime quasi-permanent avec la hauteur de microtopographie est difficilement explicable. L'effet de charge dû à la lame d'eau en surface est a priori monotone, dans le sens d'une augmentation de la capacité d'infiltration avec la charge (d'après la loi de Darcy § 1.1.2). L'effet de charge ne peut donc expliquer cette non-monotonie.

Les temps d'apparition du ruissellement sont identiques pour les configurations sans microtopographie, en damier et avec une microtopographie de 1 cm. Ils sont au contraire quasiment deux fois plus longs pour la microtopographie de 0.5 cm. Le ruissellement apparaît dès que la première rangée de céramique est saturée et que l'eau de surface forme des flaques assez importantes pour s'écouler. Les résultats identiques pour les 3 configurations sus-citées sont donc cohérents. Par contre, la différence observée pour l'expérience avec une microtopographie de 0.5 cm est difficilement explicable.

Les temps de montée sont par contre hiérarchisés de manière plus logique : la configuration sans microtopographie a les valeurs les plus faibles (autour de 10 s), celle en damier et avec une microtopographie de 0.5 cm ont des valeurs équivalentes (autour de 50 s) et celle avec une microtopographie de 1 cm ont les valeurs les plus fortes (autour de 200 s). Plus la microtopographie est haute, plus le temps de remplissage de toute la microtopographie est long et donc plus l'atteinte du régime permanent est longue.

Au vu des résultats de l'expérience n°4 (microtopographie de 0.5 cm et 1 rang sur 2 surélevé), deux hypothèses sont possibles. La première est la présence effective d'un phénomène particulier dû à la microtopographie. La seconde est une erreur de mise en place de l'expérience (pour la microtopographie perpendiculaire à la pente, seule l'expérience 1 rang sur 2 avec une microtopographie de 0.5cm n'a pas été répétée) : un serrage plus lâche pourrait expliquer l'infiltration plus importante (voir § 5.2.3), la présence de microtopographie un temps de montée plus long et, la combinaison des deux un temps d'apparition du ruissellement plus long.

5.2.5 Influence de la pente

Les résultats des mesures de ruissellement, pour 3 pentes différentes (6.6, 7.8 et 12.7 %) sans microtopographie et avec la même mise en place des céramiques dans les trois cas, sont présentées à la figure 5.17. Aucun effet de la pente n'est observé sur l'infiltration ou le ruissellement en régime quasi-permanent. En revanche, en présence de microtopographie, on observe une diminution de l'infiltration avec l'augmentation de la pente (Fig. 5.18).

En outre, en l'absence de microtopographie (Fig. 5.17), les temps de montée et les volumes

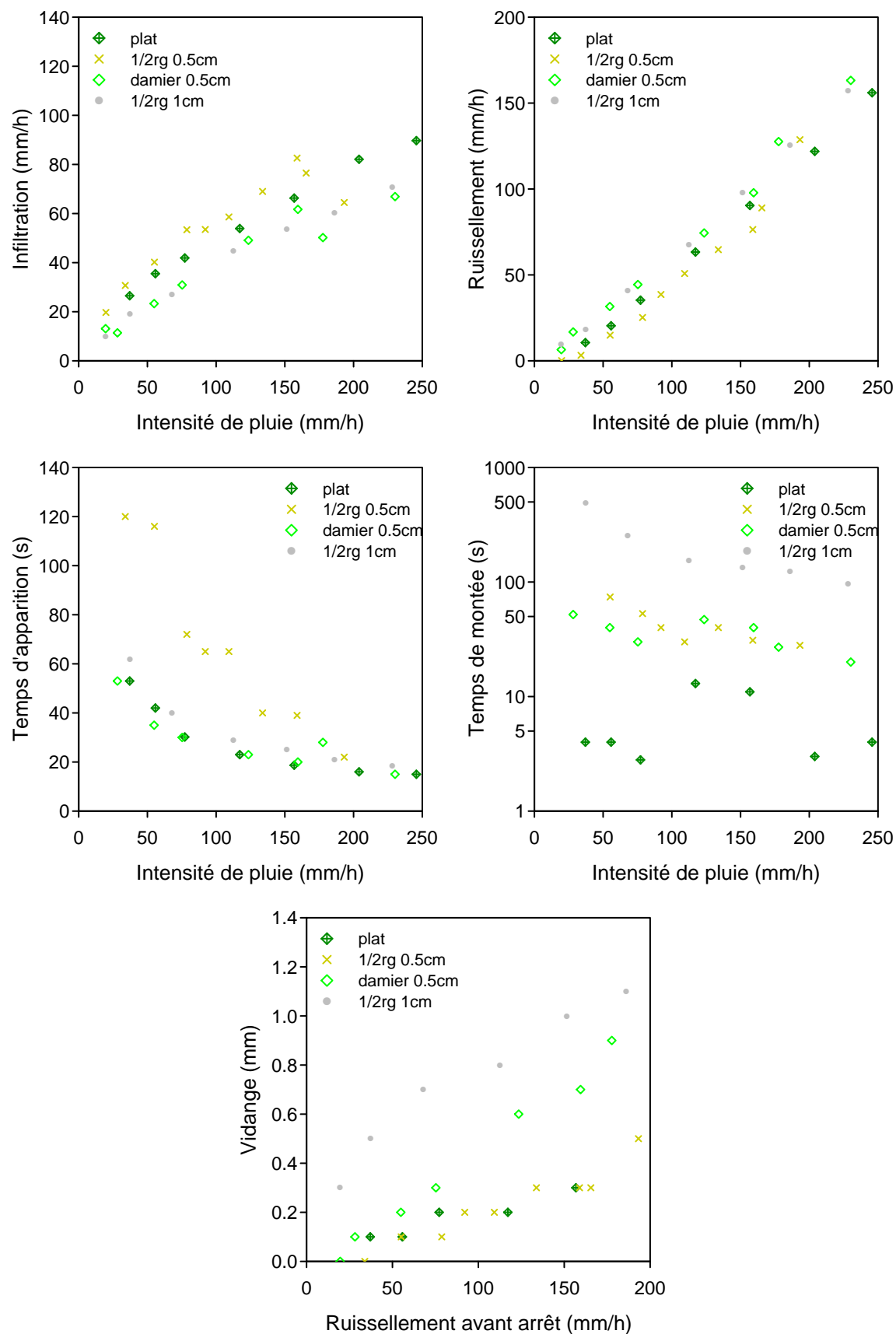


FIGURE 5.16 – Influence de la microtopographie sur le ruissellement (Expériences n°9, 4, 5 et 11).

de vidange semblent être peu influencés par la pente ; contrairement au temps d'apparition du ruissellement qui diminue avec l'augmentation de la pente. Cet effet est sensible essentiellement aux faibles intensités de pluie. En présence de microtopographie, cet effet est fortement accentué (Fig. 5.18). Dans cette configuration, les volumes de vidange sont également plus forts à 12.7% que à 7.8 %.

Ces résultats confirment les observations faites par Liu et Singh (2004) à l'aide d'un modèle 1D d'onde cinématique. En l'absence de microtopographie, ils observent que pour des pentes inférieures à 20°, le débit de ruissellement est peu influencé par la pente et que le temps d'apparition du ruissellement diminue avec la pente. En revanche, la hauteur d'eau à la surface diminue, selon eux, fortement avec la pente et les temps de récession diminuent légèrement avec la pente, ce qui ne va pas dans le sens d'une faible influence de la pente sur les volumes de vidange.

Les travaux effectués en laboratoire par Fox *et al.* (1997) sur un sol reconstitué sensible à la formation de croûte ont montré que l'infiltration moyenne du sol sous pluie continue diminue avec la pente pour des pentes allant de 1.5° à 21.5° (i.e. 3% à 40 %). Ils attribuent cet effet à l'augmentation de la vitesse et la diminution du stockage de surface avec l'augmentation de la pente. Ce dernier point semble contradictoire avec l'observation d'une augmentation du volume de vidange avec la pente en présence de microtopographie. Une hypothèse pourrait être que, en régime transitoire, l'accélération du ruissellement avec la pente domine largement la diminution du volume stocké en surface pendant la phase de régime permanent. La microtopographie joue donc un rôle important dans la présence ou l'absence d'effet de la pente sur le ruissellement.

5.2.6 Influence de l'intensité de pluie

Augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie

Les résultats confirment les observations faites dans la littérature (Lafforgue, 1977; Hawkins, 1982; Dunne *et al.*, 1991; Wainwright, 1996) et au chapitre 3 pour les pluies simulées sur le terrain : l'infiltration en régime quasi-permanent augmente avec l'intensité de pluie. Ce résultat est valable en l'absence de microtopographie. L'hypothèse énoncée par Dunne *et al.* (1991), selon laquelle l'intensité de pluie augmentant, des zones plus infiltrantes situées en haut de la microtopographie sont de plus en plus inondées, ne peut pas s'appliquer dans ce cas et donc n'explique pas ici cette observation.

La variation de hauteur d'eau avec l'intensité de pluie peut difficilement expliquer ce phénomène. En effet, des mesures de hauteur d'eau pour une configuration sans microtopographie ont montré que la variation de hauteur d'eau entre une intensité de pluie de 75 et de 225 mm/h était au maximum de 2 mm. En supposant une pression à la base de la céramique indépendante de la hauteur d'eau égale à 4.5 cm (§ 5.1.1), une telle augmentation de hauteur d'eau ferait augmenter la capacité d'infiltration de 35% alors que l'infiltration observée augmente de 120%. Cet effet ne suffit donc pas à expliquer l'augmentation de l'infiltration en régime quasi-permanent avec l'intensité de la pluie.

Une autre hypothèse est la variation de la superficie de la zone inondée avec l'intensité de pluie ; cette hypothèse est proche de celle exprimée par (Lafforgue, 1977; Hawkins, 1982)

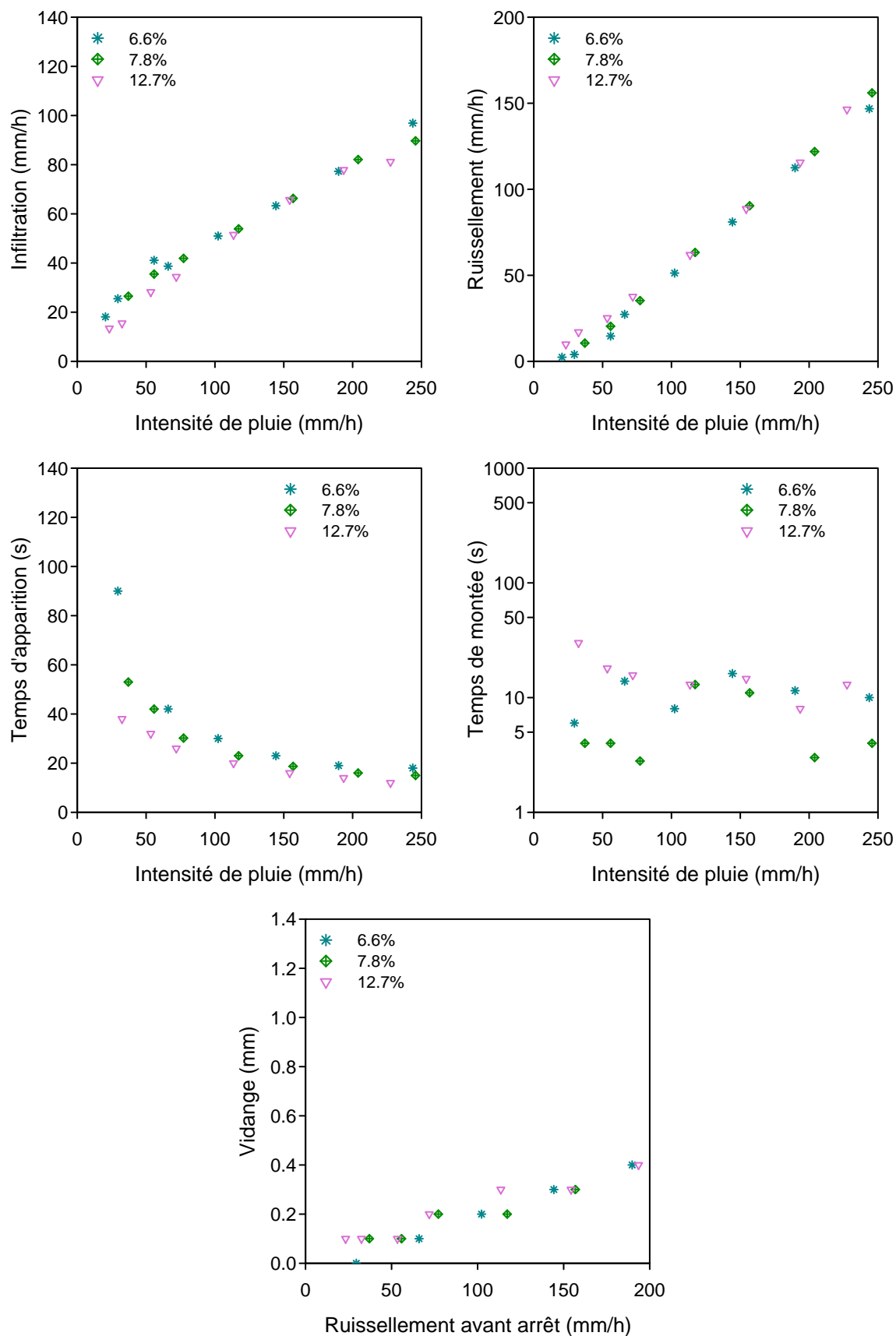


FIGURE 5.17 – Influence de la pente sur le ruissellement sans microtopographie (Expériences n°6, 8 et 9). Les pentes respectives sont indiquées dans la légende en %.

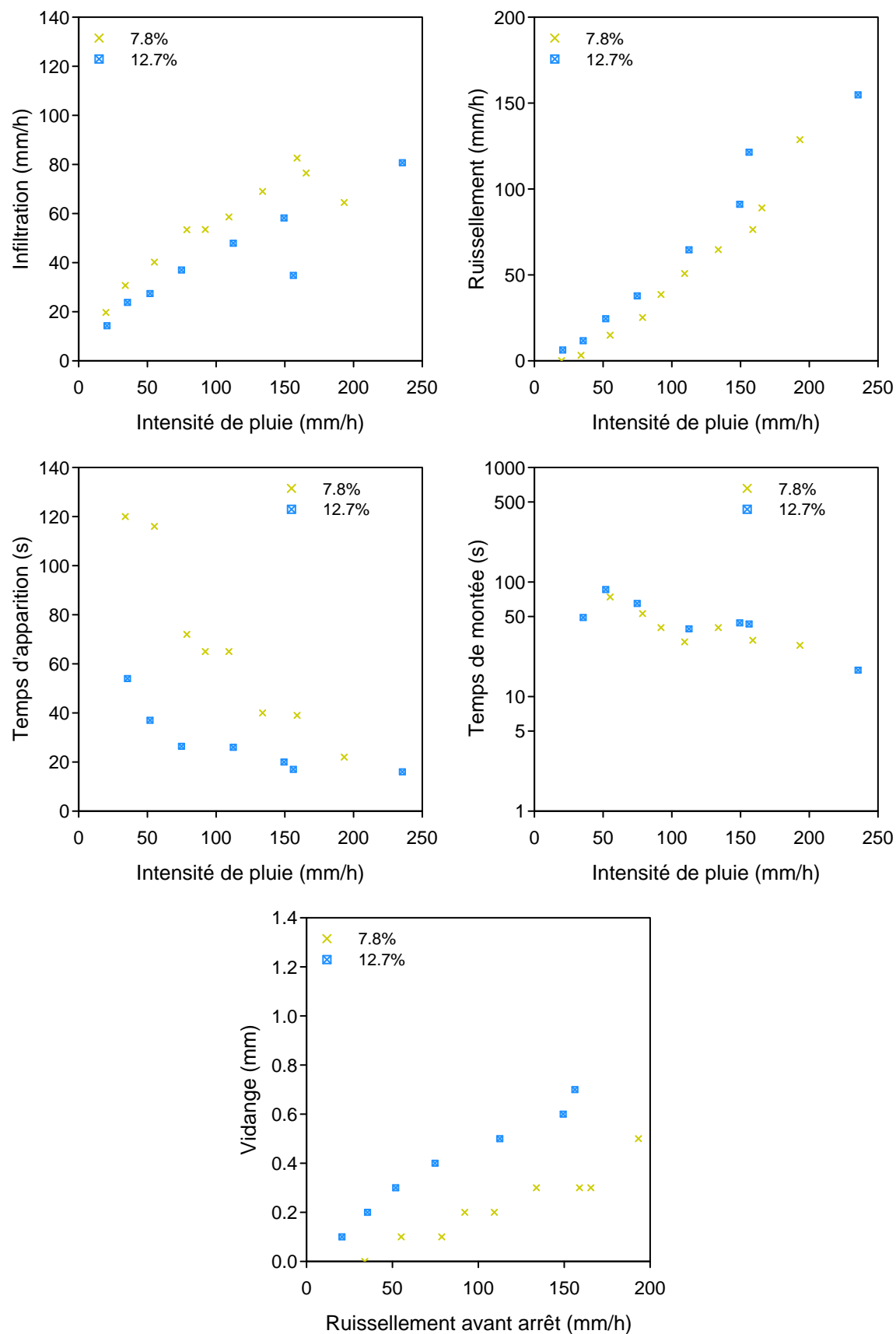


FIGURE 5.18 – Influence de la pente sur le ruissellement avec microtopographie (Expériences n°4 et 7). Les pentes respectives sont indiquées dans la légende en %.

expliquée au paragraphe 1.3.6. L’observation des parcelles montre que, plus l’intensité de pluie augmente, plus les zones inondées augmentent en remontant depuis l’aval. En supposant que les macropores ne sont actifs qu’en présence de flaquage, plus la zone inondée sera grande, plus l’infiltration globale augmentera. Qualitativement, ces observations ont été faites durant plusieurs expériences et la différence maximale est environ de 20% entre une intensité de pluie de 75 mm/h et de 225 mm/h.

Ces deux hypothèses mêmes combinées peuvent donc difficilement expliquer l’ensemble de l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie.

Déficit de ruissellement par intermittence

Ce paramètre, qui a été explicité pour les pluies simulées au Pradel (§ 3.2.6), correspond à la lame d’“eau perdue” pour le ruissellement entre une pluie intermittente et une pluie continue de même intensité maximale et de même cumul. Entre deux averses d’une pluie intermittente, l’eau stockée dans la microtopographie s’infiltré et il est nécessaire de re-remplir ce stock d’eau pour atteindre le régime quasi-permanent. De plus, la teneur en eau variant peu entre deux pluies (§ 5.2.1), l’essentiel de l’eau “perdue” entre deux pluies est donc fortement liée à la détention superficielle.

Le déficit (noté DRi) augmente légèrement avec l’intensité de pluie quelle que soit la configuration (Tab. 5.3). Il augmente également avec la hauteur de microtopographie mais diminue avec la pente. Ces résultats confirment le lien étroit qui existe entre le DRi et la détention superficielle puisque cette dernière varie de façon identique aux différents changements de paramètres :

- quand l’intensité de pluie augmente, la lame d’eau superficielle augmente (Dunne *et al.*, 1991),
- le stockage superficiel est influencé par le coefficient de rugosité (Huang et Bradford, 1990),
- et enfin la détention superficielle diminue avec la pente (Fox *et al.*, 1997).

Le volume maximum qui peut être retenu par la microtopographie est facilement calculable pour nos expériences puisqu’elle est répartie selon une géométrie simple (Tab. 5.4). En comparant ces valeurs au DRi des expériences (Tab. 5.4), on observe que toutes les valeurs expérimentales sont inférieures aux valeurs maximales théoriques. Ce résultat est conforme aux attentes, une partie seulement de l’eau en détention superficielle étant captée à l’exutoire tandis que l’autre s’infiltré.

Effet de la dynamique de la pluie

Le protocole 4 est le même que celui utilisé pour les pluies simulées sur le terrain (§ 3.2.6). Il vise à comparer l’effet d’une pluie intermittente sur le ruissellement avec celui d’une pluie continue de même intensité moyenne en faisant le rapport du ruissellement moyen de la pluie intermittente sur le ruissellement en régime quasi-permanent de la pluie continue. Ces différents rapports sont présentés au tableau 5.3.

Les résultats montrent que toutes les pluies intermittentes provoquent plus de ruissellement que la pluie continue d’intensité moyenne identique (à l’exception d’une valeur). Ce rapport

Pente %	Détention superficielle		Dri				
	0.5 cm	1 cm	0.5 cm		1 cm		
			75 mm/h	150 mm/h	75 mm/h	150 mm/h	235 mm/h
6.6	1.4	5.5	-	-	-	-	-
7.8	1.2	4.6	0.75	0.9	1.5 ^a	1.7 ^a	1.8 ^a
12.7	0.7	2.9	0.3	0.4	-	-	-

TABLEAU 5.4 – Détention superficielle théorique en mm due à la microtopographie en fonction de la hauteur de la microtopographie et déficit de ruissellement par intermittence pour différentes intensités de pluie en fonction de la hauteur de la microtopographie. En général, les pluies intermittentes étaient composées de 5 min de pluie et de 5 min d’arrêt sauf pour les données marquées : *a* correspond à une pluie de 10 min et 10 min d’arrêt

diminue quand l’intensité de pluie s’éloigne de l’intensité seuil nécessaire pour former du ruissellement pour toutes les expériences. Ces résultats confirment donc les observations faites sous pluies simulées sur le terrain de l’atténuation de cet effet en s’éloignant du seuil (§ 3.2.6).

Ceci va donc dans le sens des observations faites par Fang *et al.* (2008) sous pluies naturelles, en séparant selon plusieurs régimes des précipitations ayant en moyenne des cumuls similaires, que les pluies courtes et intenses génèrent plus de ruissellement. En revanche, quand l’intensité de pluie moyenne augmente, le coefficient de ruissellement devient moins sensible aux variations d’intensité.

La pluie intermittente crée d’autant plus de ruissellement par rapport à la pluie continue que la pente est faible (Expériences n°6, 8 et 9), même en présence de microtopographie (Expériences n°4 et 7). L’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie restant inexpliquée, il est difficile d’avancer une raison à cet effet. L’effet de la microtopographie, quant à lui, n’est pas monotone puisque le rapport du ruissellement moyen de la pluie intermittente sur le ruissellement en régime quasi-permanent de la pluie continue est maximal pour une microtopographie de 0.5 cm et minimale pour 1 cm. Cette non-monotonie rejoint l’observation faite au paragraphe § 5.2.4 et est difficilement explicable avec les données.

5.2.7 Cas de l’expérience n°3

L’expérience n°3 a été effectuée avec la même configuration que les expériences 9 et 10, c’est-à-dire avec un serrage et une pente identiques, sans microtopographie et avec le même agencement des céramiques. Les résultats sont pourtant très différents entre cette expérience et les expériences 9 et 10 comme le montre la figure 5.20 :

- l’infiltration en régime quasi-permanent est environ 1.5 fois plus importante pour l’expérience 3 que pour l’expérience 9,
- les temps d’apparition du ruissellement sont légèrement plus importants pour l’expérience 3 que pour la 9,
- les temps de montée sont, quant à eux, équivalents pour les deux expériences,
- les volumes de vidange sont légèrement plus faibles pour l’expérience 3 que pour la 9.

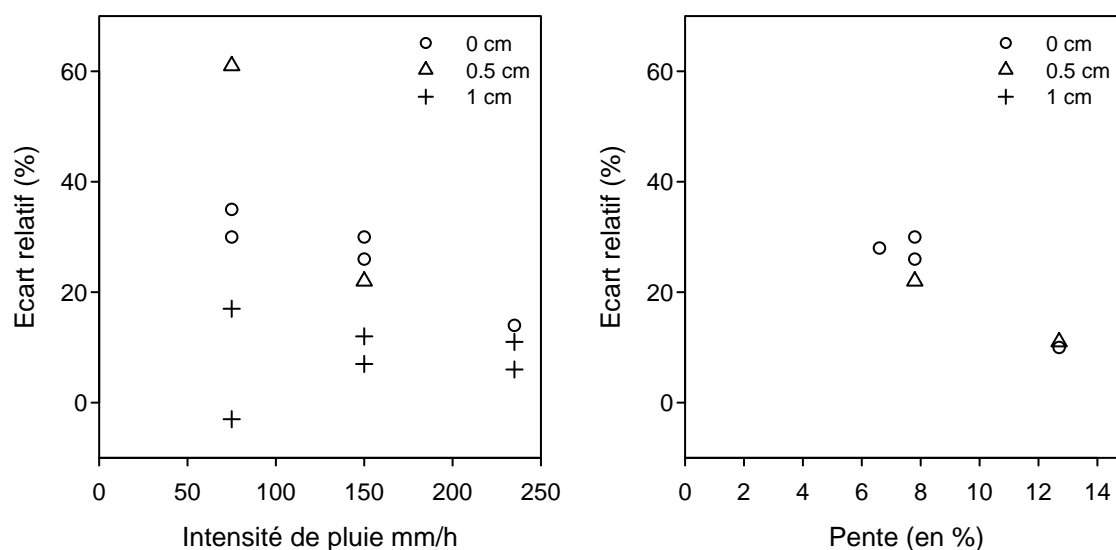


FIGURE 5.19 – Ecart-relatif entre le ruissellement moyen d’une pluie intermittente avec le ruissellement en régime pseudo-permanent d’une pluie continue de même intensité moyenne en fonction de l’intensité de pluie (à gauche) et de la pente (à droite) pour différentes hauteurs de microtopographie (en cm).

Au vu des résultats précédents avec différentes configurations de pente, de microtopographie et de serrage, l’hypothèse la plus plausible est une erreur de serrage lors de la mise en place de l’expérience, les mêmes observations citées ci-dessus ayant été faites pour des serrages plus lâches (§ 5.2.3).

Conclusion

L’ensemble des expériences de simulation de pluie effectuées en laboratoire a permis, grâce à un milieu poreux artificiel reproductible constitué de briques de céramiques, d’évaluer les effets de différents paramètres sur le ruissellement. L’effet du serrage a montré l’importance de la taille de la macroporosité sur l’infiltration : un doublement de la taille des espacements inter céramiques, pourtant obturés par une mousse en polyéthylène expansé, multiplie l’infiltration par 1.5. Un simple ré-agencement des céramiques, opéré de façon à minimiser l’écart-type des espacements, influe également sur l’infiltration et sur le ruissellement.

En outre, l’effet de la microtopographie sur le ruissellement est plus complexe. Une augmentation de la hauteur de microtopographie provoque soit une augmentation soit une diminution du ruissellement selon la hauteur par rapport à une configuration sans microtopographie. De plus, la pente semble avoir une influence sur le ruissellement uniquement en présence de microtopographie.

Les expériences ont montré également la nécessité de prendre en compte la dynamique des pluies dans la modélisation du ruissellement puisque une pluie intermittente génère plus de ruissellement comparativement à une pluie continue de même intensité moyenne et ceci d’autant

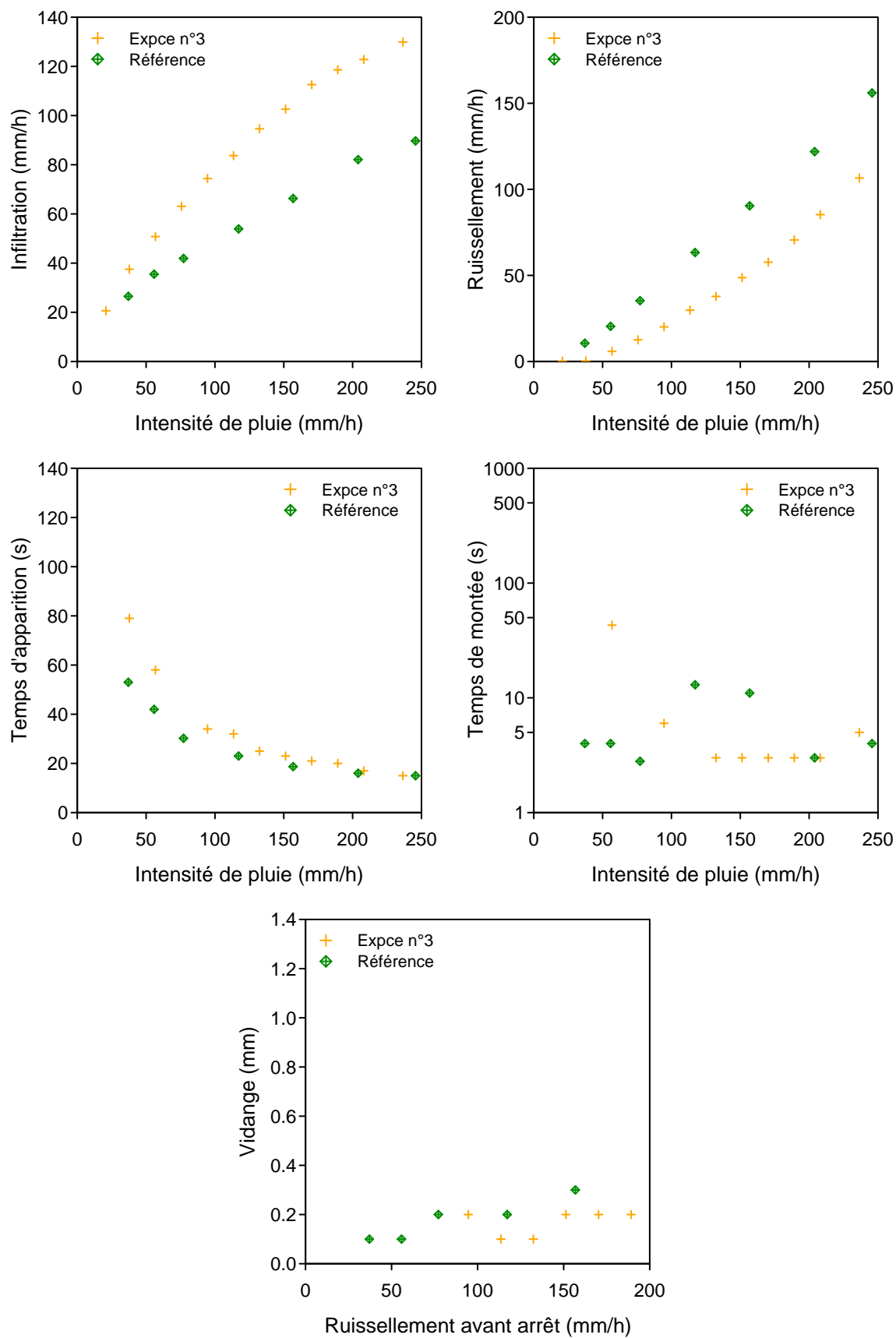


FIGURE 5.20 – Cas particulier de l'expérience n°3. La "référence" correspond à l'expérience n°9.

plus que la pente est faible. Cet effet s'atténue néanmoins aux fortes intensités, ce qui rend alors pertinente la notion de coefficient de ruissellement indépendant du hyétogramme.

Enfin, pour toutes les expériences, l'infiltration en régime quasi-permanent augmente avec l'intensité de pluie, et ceci même en l'absence de microtopographie, et avec un sol a priori plus homogène qu'un sol réel. Les différentes hypothèses, s'appuyant en particulier sur une hétérogénéité spatiale de la conductivité ou l'inondation plus importante des parties hautes de la microtopographie avec l'intensité de pluie, pour expliquer cet effet sont donc à repenser à l'aune de ces résultats, en n'omettant pas les problèmes inhérents à toute transposition du laboratoire au terrain. Un effet de charge sur l'infiltration et l'inondation progressive depuis l'aval de la parcelle ne semblent pas non plus pouvoir expliquer, ou uniquement de façon très insuffisante, cette observation.

Troisième partie

Modélisation

Chapitre 6

PSEM 2D

Introduction

Les expérimentations menées sur le terrain et en laboratoire ont soulevé plusieurs questions quant à l'importance des caractéristiques de la pluie sur le ruissellement. L'utilisation du modèle distribué à base physique Plot Soil Erosion Model 2D vise à comprendre les phénomènes pouvant expliquer l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et la diminution du ruissellement avec la longueur de la parcelle.

Dans un premier temps, de simples variations de la microtopographie, de la longueur de versant et de la répartition de la conductivité hydraulique ont été évalués dans leur capacité à reproduire les phénomènes observés. Dans un second temps, une répartition de la conductivité fonction de la hauteur de la microtopographie sera implémentée afin de reproduire une éventuelle augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie. Enfin, l'aptitude du modèle à bien représenter le ruissellement observé sera évaluée à l'aide des résultats de simulations de pluie sur le terrain.

6.1 Le modèle

6.1.1 Principe du modèle

PSEM_2D (Plot Soil Erosion Model 2D) est un modèle distribué à base physique permettant de reproduire le ruissellement (Esteves *et al.*, 2000) et l'érosion à l'échelle de la parcelle (100 m^2) (Nord et Esteves, 2005). La distribution permet de connaître les hauteurs d'eau et les vitesses en chaque point du maillage. Les paramètres du modèle ont un sens physique permettant ainsi de contraindre le modèle par des mesures in situ. La partie érosion n'a pas été utilisée dans notre modélisation étant donné qu'aucune donnée d'érosion n'était disponible. En outre, sous nos pluies simulées, l'érosion a été minimisée par l'utilisation de gouttelettes très fines (p. 44).

Parcelle

La parcelle étudiée est discrétisée en utilisant un maillage régulier dont le pas d'espace est choisi en général par la définition du Modèle Numérique de Terrain disponible pour la parcelle. La microtopographie des parcelles peut donc être prise en compte dans le modèle.

Infiltration

L'infiltration est calculée à l'aide du modèle de Green-Ampt (p. 15). Aucune croûte de surface n'ayant été observée, elle ne sera pas prise en compte dans la modélisation bien que le modèle offre cette possibilité.

Ruissellement

Le calcul du transfert du ruissellement se fait en résolvant les équations de Saint-Venant (p. 17) à chaque noeud du maillage. La méthode de résolution des équations différentielles utilisée est le schéma de MacCormack (1969) qui consiste à :

- faire une évaluation de la dérivée à $t+dt$ des hauteurs et des vitesses à l'aide des valeurs à t
- calculer une valeur corrigée de la dérivée à $t+dt$ avec les estimations,
- et faire la moyenne des deux dérivées pour estimer les hauteurs et les vitesses finales.

Afin d'assurer la stabilité du système, le pas de temps est choisi pour suivre la condition de stabilité de Courant-Friedrichs-Lewy qui suppose que l'écoulement ne peut pas progresser durant un pas de temps d'une distance supérieure à la longueur d'une maille du maillage de la parcelle.

Évaluation du modèle

Esteves *et al.* (2000) ont évalué leur modèle à l'aide de données de précipitation et de ruissellement sur une parcelle au Niger durant 12 événements de pluies naturelles. Les parcelles font 5 m de large et 14.25 m de long avec la présence d'une croûte de surface et sans végétation. Un événement a servi à calibrer le potentiel de front (h_F) et le coefficient de frottement (f). Les coefficients de Nash et Sutcliffe (1970) donnent des valeurs comprises entre 0.62 et 0.93 selon les événements : le ruissellement est donc correctement reproduit en prédiction. La bonne capacité du modèle à reproduire le ruissellement et l'érosion observés a également été vérifiée pour des données de ruissellement sous pluies simulées en laboratoire (Nord et Esteves, 2005) et sur le terrain (Tatard *et al.*, 2008).

6.1.2 Utilisation du modèle

Modification

Le modèle a été modifié pour pouvoir prendre en compte une éventuelle variabilité spatiale de la conductivité, de la différence entre la teneur en eau initiale et finale et du potentiel de front. L'effet de la variabilité spatiale de ces différents paramètres sur le ruissellement pourra donc être évalué par la suite.

Parcelle utilisée

Afin d'évaluer l'influence de différents facteurs de contrôle, une parcelle de référence a été choisie avec les paramètres suivants correspondant à l'ordre de grandeur des paramètres soit

mesuré sur le terrain (pour la conductivité, la teneur en eau, la pente et la taille de parcelle), soit calé sur les hydrogrammes de ruissellement (pour les autres paramètres) :

- une largeur de 2.2 m et une longueur de 4 m correspondant à la taille d’une des parcelles utilisées au Pradel avec un maillage de 5 cm,
- un plan incliné sans microtopographie avec une pente de 10%,
- une conductivité hydraulique à saturation (K_S) valant 50 mm/h,
- une différence entre la teneur en eau finale et la teneur en eau initiale ($\Delta\theta$) de 5%,
- un potentiel de front (h_F) valant -0.2 m,
- et un coefficient de frottement de Darcy-Weisbach (f) valant 0.25

Par la suite, les paramètres modifiés seront précisés, les paramètres non précisés correspondant à ceux sus-cités.

6.2 Résultats et discussion

6.2.1 Effet de la microtopographie sur le ruissellement

L’effet de la microtopographie sur le ruissellement a été évalué en utilisant une microtopographie aléatoire autour d’un plan incliné. Les microtopographies utilisées pour les calculs ont des altitudes dont les écart-types sont de 0, 1.5, 2.8 et 5 mm. Les résultats montrent que, sur le ruissellement, les différences entre les trois parcelles avec un écart-type de 0, 1.5 et 2.8 mm sont négligeables en régime permanent (Fig. 6.1).

En régime transitoire, la montée du ruissellement est plus rapide pour la parcelle sans microtopographie que pour les parcelles avec microtopographie (Fig. 6.1). En outre, la présence de microtopographie aléatoire provoque la formation d’instabilités qui sont fortement amplifiées pour la parcelle avec un écart-type de 5 mm jusqu’à provoquer l’arrêt du programme.

Esteves *et al.* (2000) ont montré que la prise en compte d’une microtopographie était possible même avec un écart-type de la microtopographie plus important (18 mm) mais sur des mailles de 20 cm (contre des mailles de 5 cm ici). La pente entre deux points voisins est déterminante pour la stabilité du modèle. A partir de 10% en moyenne, le modèle devient instable.

6.2.2 Effet de la longueur de versant sur le ruissellement

Trois parcelles de longueur 2, 4 et 8 m sans microtopographie ont été utilisées afin d’étudier l’effet de la longueur de versant sur le ruissellement. En régime quasi-permanent, aucun effet de longueur n’est observé sur le ruissellement comme le montre la figure 6.2. En régime transitoire, le ruissellement diminue fortement avec la longueur de parcelle pendant les premières secondes après l’apparition du ruissellement mais rejoint rapidement les valeurs d’intensité de la parcelle de 2 m.

Le temps de montée plus important des plus grandes parcelles confirme l’importance du régime transitoire, et par là-même de la dynamique des pluies, dans l’effet de longueur sur le ruissellement comme l’ont montré van de Giesen *et al.* (2000) et Stomph *et al.* (2001).

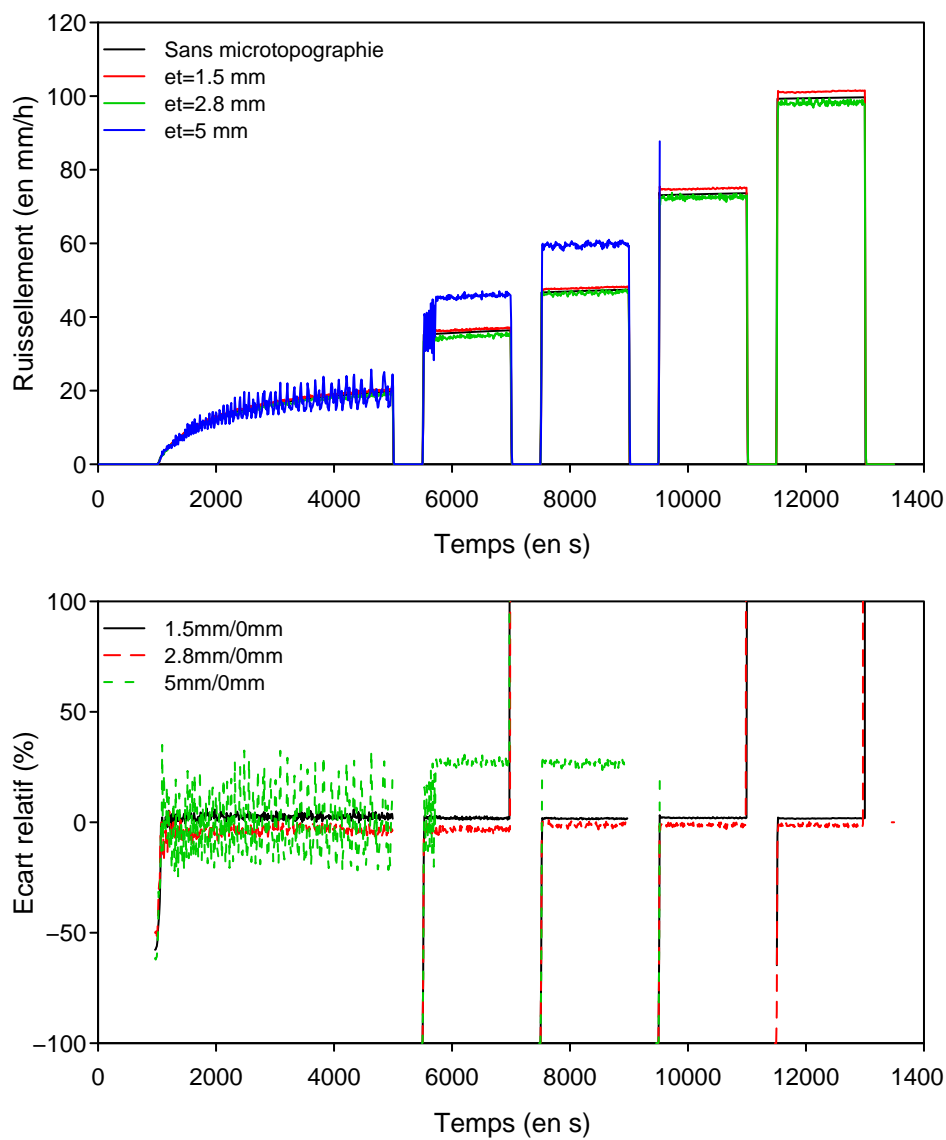


FIGURE 6.1 – Effet de la microtopographie pour 4 écart-types différents de l'altitude de la microtopographie (0, 1.5 mm, 2.8 mm et 5 mm) sur le ruissellement et l'écart-relatif pour la parcelle sans microtopographie (et=0 mm).

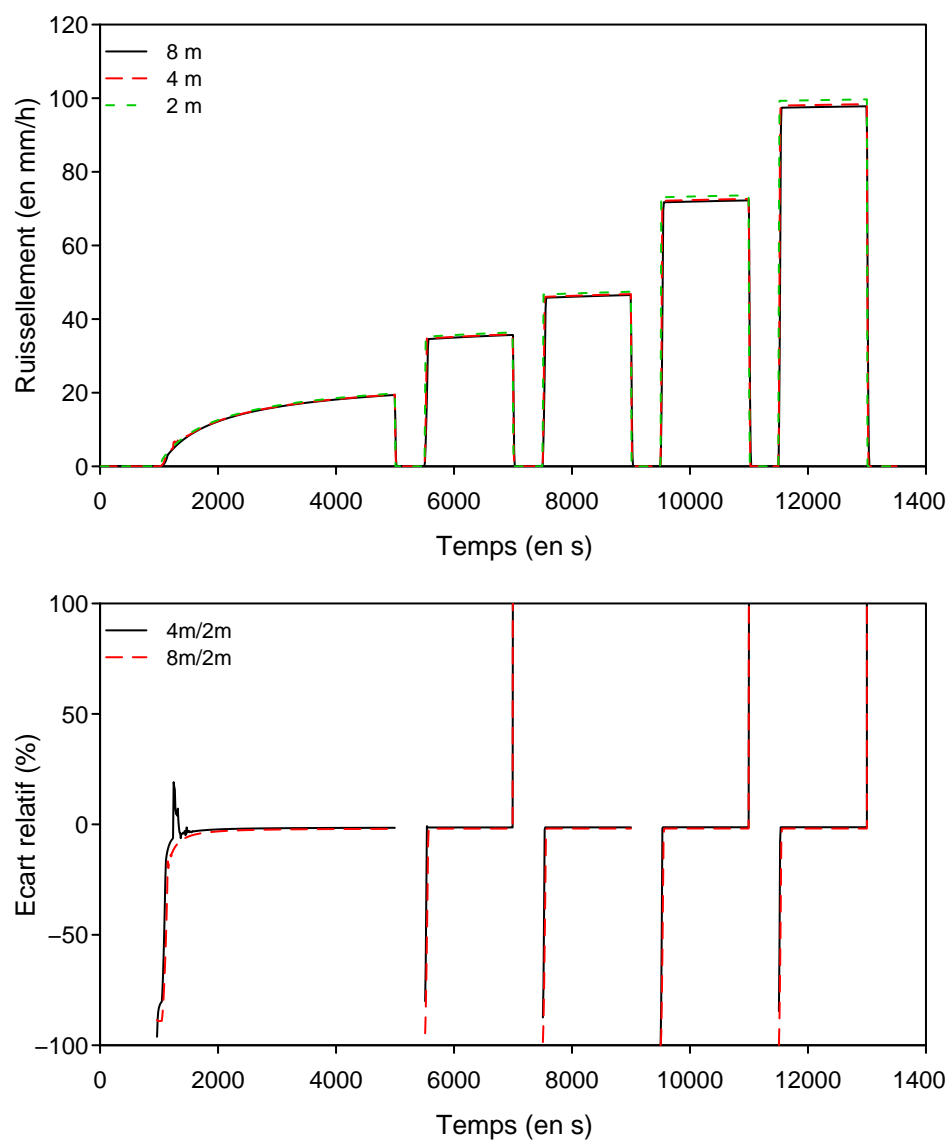


FIGURE 6.2 – Effet de la longueur sur le ruissellement pour 3 longueurs (2 m, 4 m et 8 m) en intensité (en haut) et en écart relatif (en bas) par rapport à la parcelle de 2 m.

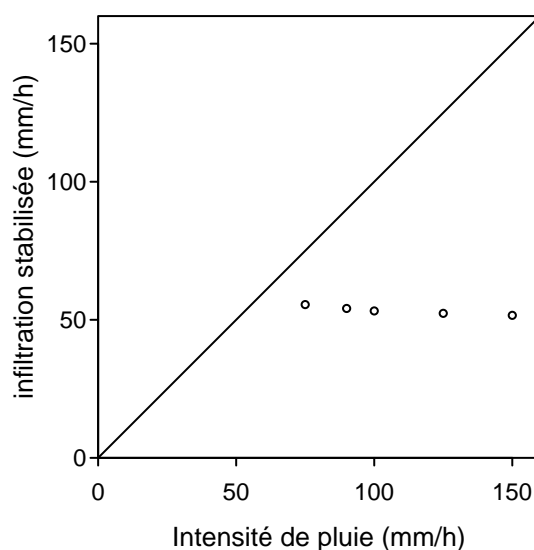


FIGURE 6.3 – Infiltration en régime pseudo-permanent en fonction de l'intensité de pluie pour un plan incliné et une conductivité à saturation uniforme.

6.2.3 Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration

La figure 6.3 montre l'effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration en régime pseudo-permanent pour un plan incliné sans microtopographie de 4 m de longueur avec une conductivité uniforme de 50 mm/h. L'infiltration diminue très légèrement avec l'intensité de pluie. Le faible effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration est logique puisque la conductivité à saturation est uniforme sur le plan incliné et l'effet de la charge est faible de par la faible variation de la hauteur d'eau moyenne avec l'intensité de pluie (0.15 mm à 75 mm/h et 0.4 mm à 150 mm/h). La légère diminution s'explique par le fait que les pluies continues en entrée du modèle ont été faites les unes à la suite des autres par intensité croissante : l'infiltration stabilisée n'étant jamais parfaitement atteinte. Ce résultat confirme donc que l'augmentation de l'infiltration en régime pseudo-permanent avec l'intensité de pluie n'existe pas avec une répartition uniforme de la conductivité. L'effet d'augmentation sur les céramiques sans microtopographie (Chap.5) reste donc inexpliqué.

6.2.4 Effet de la répartition de la conductivité hydraulique

Répartition hétérogène et aléatoire

Afin d'évaluer l'influence de la variabilité spatiale sur le ruissellement, un tirage aléatoire selon une loi log-normale et un coefficient de variation de 100 % a été effectué. Le choix d'une telle loi est en accord avec les résultats de la littérature montrant que les mesures locales d'infiltration suivent en général une loi log-normale avec des coefficients de variation pouvant varier de 11 à 400 % (Warrick et Nielsen, 1977; Sisson et Wierenga, 1981; Starr, 1990; Es *et al.*, 1991).

Les graphiques de la figure 6.4 montrent la comparaison d'une parcelle avec une conducti-

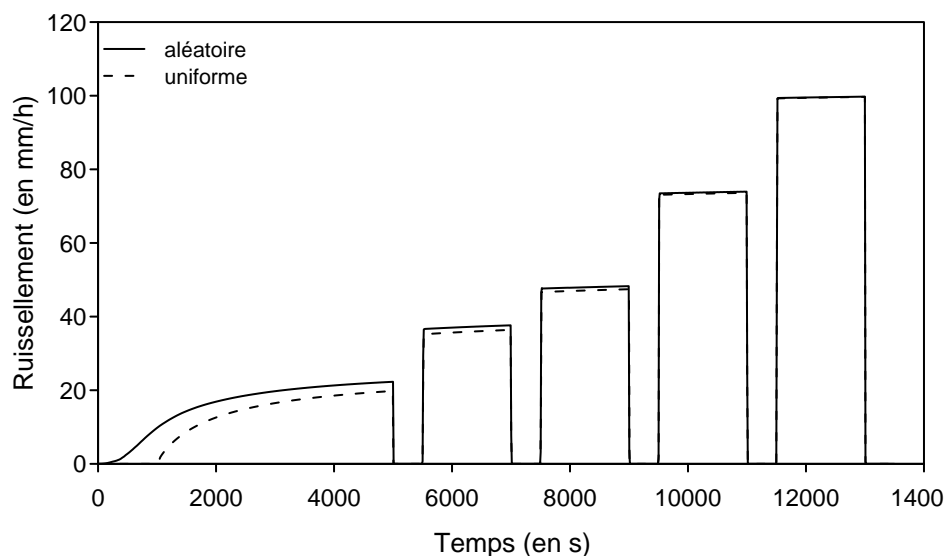


FIGURE 6.4 – Comparaison d’une répartition hétérogène et aléatoire (notée “aléatoire”) et d’une répartition uniforme (notée “uniforme”) de la conductivité à saturation pour une série de pluie d’intensités croissantes allant de 75 à 150 mm/h.

tivité uniforme et d’une parcelle avec une conductivité hétérogène. La variabilité spatiale de la conductivité hydraulique à saturation a un impact négligeable sur le ruissellement en régime permanent. En revanche, le ruissellement apparaît plus tôt et la montée est plus progressive pour la parcelle avec une conductivité hétérogène que pour la parcelle uniforme.

Comme dans le cas d’une répartition uniforme, une répartition hétérogène et aléatoire de la conductivité hydraulique à saturation n’explique pas l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie d’après ce modèle. Cette observation contredit les modèles de Lafforgue (1977) et Hawkins (1982) proposant qu’une répartition hétérogène et aléatoire de l’infiltration provoque l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie en régime permanent.

L’apparition du ruissellement plus précoce pour la parcelle hétérogène que pour la parcelle homogène s’explique par le fait que les zones qui ont une conductivité inférieure à la moyenne se mettent à former des flaques avant la parcelle homogène (conductivité moyenne identique). Il suffit qu’il existe un chemin reliant ces zones à l’exutoire pour que le ruissellement apparaisse sur la parcelle hétérogène contrairement à la parcelle homogène. La montée est également plus progressive car, au fur et à mesure, le nombre de zones infiltrant moins que l’intensité de pluie augmente (localement et à intensité de pluie constante, l’infiltration diminue jusqu’à atteindre la conductivité hydraulique à saturation en régime permanent).

Répartition en fonction de l’altitude de la microtopographie

Dunne *et al.* (1991) ont souligné l’importance que pouvait jouer la microtopographie dans l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie. Leur hypothèse est que l’intensité de pluie augmentant, la hauteur d’eau moyenne augmente inondant des zones plus infiltrantes situées sur les hauteurs de la microtopographie. Dunne *et al.* (1991) ont modélisé cette idée

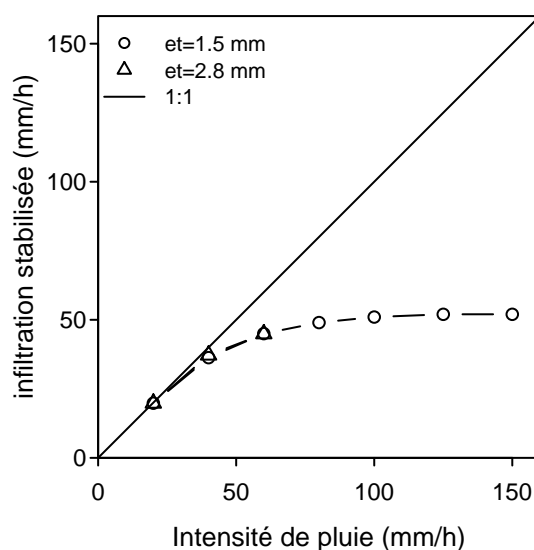


FIGURE 6.5 – Effet d’une répartition de K_s fonction de l’altitude de la microtopographie sur l’infiltration en régime quasi-permanent en fonction de l’intensité de pluie pour deux écart-types de microtopographie (1.5 et 2.8 mm).

pour une microtopographie périodique et orientée dans le sens de la pente.

Dans le but de vérifier cette hypothèse dans le cas d’une microtopographie aléatoire et hétérogène (écart-type de 1.5 mm), une parcelle ayant une conductivité augmentant par palier avec l’altitude de la microtopographie a été implémentée : 1/3 des noeuds du maillage les plus bas de la microtopographie ont une conductivité de 5 mm/h, 1/3 des noeuds les plus hauts une conductivité de 125 mm/h et le dernier tiers une conductivité de 25 mm/h. La conductivité moyenne (52 mm/h) est donc proche des autres parcelles utilisées (50 mm/h). Une série de pluies d’intensité croissante (de 20 à 150 mm/h) a été ensuite appliquée sur cette parcelle. Une étude similaire a été effectuée par Schipman (2002), à l’aide du modèle Rivage (Servat, 2000), avec un seul seuil ne montrant aucune différence sur les volumes ruisselés par rapport à une parcelle avec une conductivité moyenne identique.

Les résultats montrent que l’infiltration en régime quasi-permanent augmente bien avec l’intensité de pluie jusqu’à atteindre un palier correspondant à la valeur de la conductivité moyenne de la parcelle (Fig. 6.5). La présence d’un palier suggère que toute la microtopographie est inondée pour les intensités supérieures à 100 mm/h. En revanche, avec une microtopographie dont l’écart-type vaut 2.8 mm, le modèle devient instable et s’arrête.

Ces résultats confirment donc les résultats de Dunne *et al.* (1991) montrant la capacité d’une augmentation de la conductivité avec l’altitude de la microtopographie à reproduire l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie. Cependant, pour pouvoir reproduire la gamme de variation de l’infiltration observée sur le terrain, il faudrait avoir une meilleure résolution de la microtopographie (ici le maillage était de 5 cm), ce qui augmenterait fortement les temps de calcul, et une microtopographie plus importante. Malheureusement, les instabilités numériques engendrées par cette dernière rendent difficiles ces simulations.

6.2.5 Comparaison aux données expérimentales

Deux expériences de simulations de pluie au Pradel ont été choisies pour évaluer la capacité du modèle à reproduire le ruissellement observé. L'expérience du 23 mai 06 est constituée d'une pluie intermittente (intensité de 97 mm/h) suivie de deux séries de pluies continues d'intensités différentes (89 et 81 mm/h), ce qui permet d'évaluer le modèle à la fois en régime transitoire et sur l'effet de l'intensité de pluie. La parcelle utilisée est la parcelle de référence, définie au § 6.1.2, à l'exception de la conductivité hydraulique à saturation (27 mm/h) et du potentiel de front (-1 m) qui ont été calés sur le ruissellement observé. La microtopographie du site n'étant pas connue, il est difficile de la prendre en compte ici, d'où l'utilisation d'un plan incliné.

Les résultats montrent que, au niveau du ruissellement maximal, les intensités sont convenablement reproduites. Au niveau du régime transitoire, l'absence de microtopographie, en réduisant la capacité de stockage de la surface, provoque une apparition du ruissellement et une montée plus rapide que pour le ruissellement observé sur le terrain. Cependant, sur le terrain, le système de collecte ralentit le transfert de la gouttière à la mesure à cause du stockage dans cette gouttière.

L'utilisation des mêmes paramètres sur l'expérience du 7 juin 08 (à l'exception de la longueur de parcelle qui est 2 m pour cette expérience) avec des intensités de pluie plus faibles (35 et 68 mm/h) montre que le ruissellement maximal n'est plus correctement reproduit. Ce résultat est logique puisque, sur le terrain, une augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie a été observée. En calant de nouveau le modèle sur les pluies intermittentes, on obtient une conductivité hydraulique valant 15 mm/h.

Le modèle est donc limité dans sa capacité à reproduire le ruissellement en régime permanent de par l'utilisation d'une conductivité uniforme et constante qui ne tient pas compte de l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie. En régime transitoire, la présence de microtopographie est nécessaire pour pouvoir reproduire le stockage superficiel observé sur le terrain et qui ralentit la montée du débit de ruissellement.

Conclusion

PSEM_2D a permis d'étudier l'impact de différents paramètres de contrôle sur le ruissellement. Les résultats confirment l'importance du régime transitoire dans la diminution du ruissellement avec la longueur de parcelle ainsi que la capacité d'un modèle dont la conductivité augmente avec l'altitude de la microtopographie à reproduire l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie. En revanche, une répartition hétérogène et aléatoire de la conductivité hydraulique à saturation ne provoque pas d'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie.

Cependant, pour pouvoir reproduire la gamme de variation de l'infiltration en régime permanent observée, un maillage plus précis et une microtopographie plus importante est nécessaire. Or, en dessous de 5 cm, les temps de calcul deviennent trop longs et le modèle devient instable avec un écart-type de la microtopographie trop important. Nous présenterons donc au chapitre

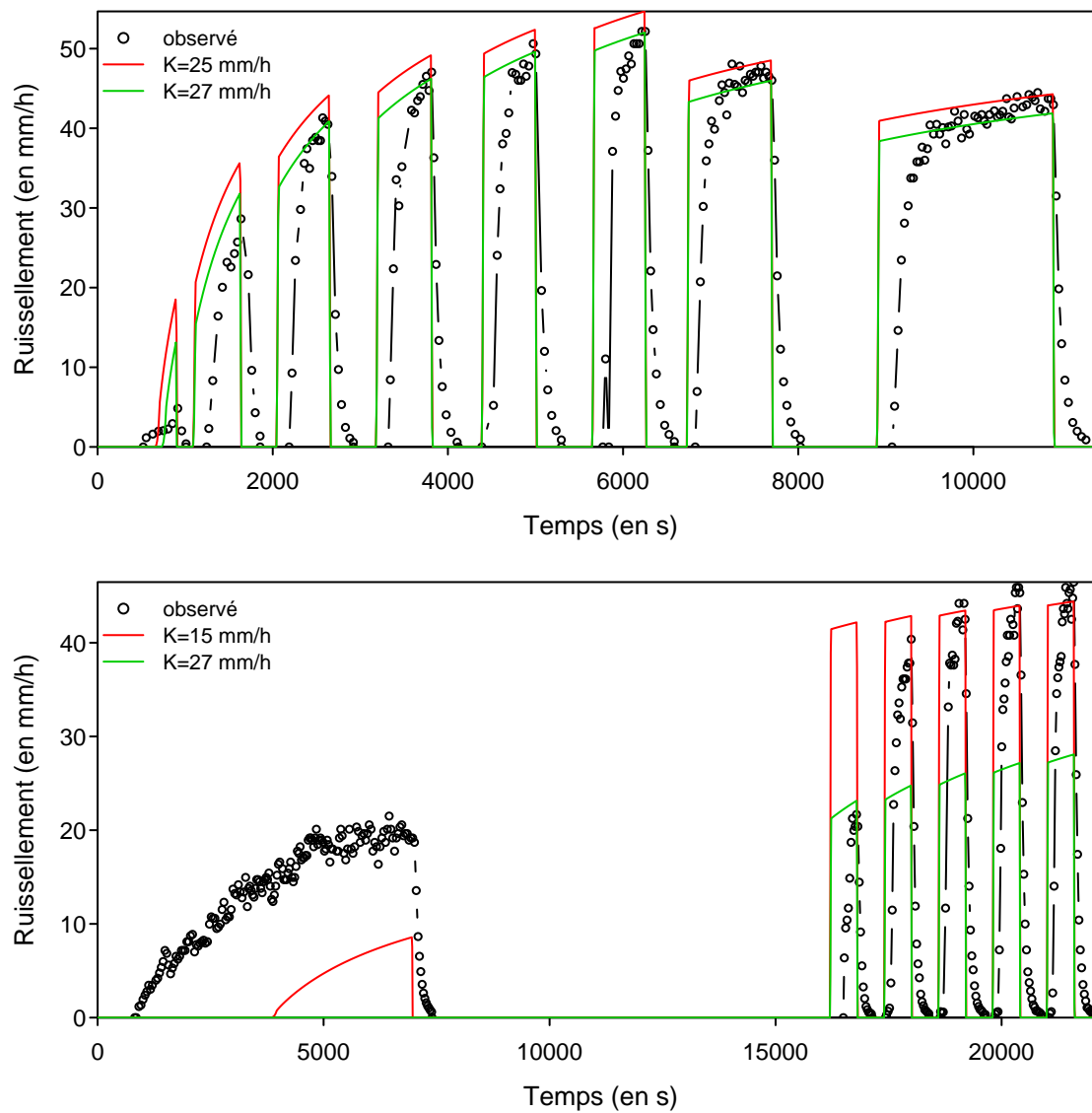


FIGURE 6.6 – Comparaison du modèle avec l'expérience du 23 mai 06 (en haut) et du 7 juin 08 (en bas) pour différentes conductivités (K).

suivant un modèle conceptuel permettant de s'affranchir des contraintes de stabilité numérique que les forts microreliefs posent à des modèles physiques tels que PSEM_2D.

Chapitre 7

Modèle cuvette

Introduction

Ce chapitre est consacré à la présentation d'un modèle conceptuel dans lequel les parcelles sont représentées sous la forme d'un assemblage de cuvettes. Le modèle PSEM_2D a montré des limites quant à l'utilisation d'une microtopographie trop variable en raison d'instabilités numériques et, donc, quant à reproduire les variations observées sur le terrain de l'infiltration en régime permanent avec l'intensité de pluie, en associant une augmentation de la conductivité avec l'inondation de la microtopographie.

A l'aide de ce modèle simplifié de ruissellement, cette inondation de la microtopographie, créée par des cuvettes ayant un profil triangulaire, fonction de l'intensité de pluie pourra être implémentée, permettant ainsi de mieux comprendre l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie. L'effet de la longueur sur le ruissellement, quant à lui, sera étudié via l'utilisation de différents scénarios de pluie. Par la suite, le modèle sera comparé aux expériences de simulation de pluie au Pradel afin d'en évaluer la pertinence à reproduire le ruissellement observé.

7.1 Le modèle

7.1.1 Principe du modèle

L'écoulement est vu comme un transfert d'eau de cuvette en cuvette : cette représentation en cuvette pouvant être perçue comme une simplification d'une certaine réalité sur certains sols comme le montre la figure 7.1. Le modèle est constitué d'une série de cuvettes de tailles différentes se déversant les unes dans les autres. L'originalité du modèle est que les cuvettes ont toutes un profil triangulaire (Fig. 7.2). L'idée est que, avec l'augmentation de l'intensité de pluie, la lame ruisselante augmente, inondant ainsi une partie plus importante de la microtopographie formée par les parois des cuvettes. Cette idée est une adaptation du modèle proposé par Dunne *et al.* (1991) pour une microtopographie orientée et périodique à une microtopographie aléatoire.

Ce modèle permet également de s'affranchir de l'hypothèse qu'il existe un plan de surface libre uniforme et parallèle au plan de la surface du sol. En outre, l'observation in situ du ruissellement, lors des expériences de pluies simulées au Pradel, nous a permis de remarquer que l'eau semble

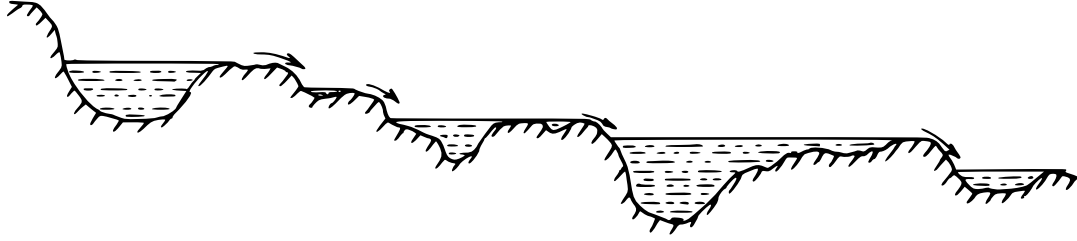


FIGURE 7.1 – Schéma de l'écoulement sur une surface avec une microtopographie. D'après Hillel (1980).

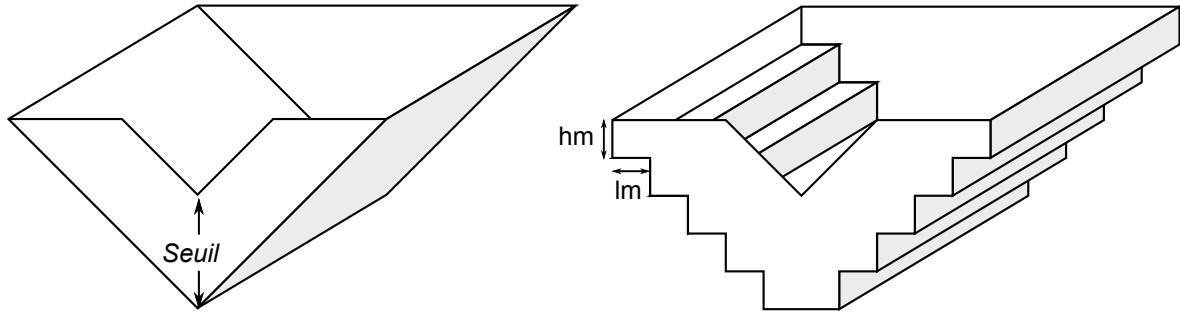


FIGURE 7.2 – Cuvettes théorique (à gauche) et discrétisée (à droite) utilisée pour le modèle. hm et lm représentent respectivement la taille de la maille en hauteur et en largeur

surtout bloquée au niveau de quelques verrous plutôt que frottant uniformément sur un plan rugueux.

7.1.2 Equations utilisées

Infiltration

Les cuvettes ont été discrétisées sous forme d'“escalier” afin d'appliquer l'équation de Green et Ampt (§ 1.1.2) à chaque marche (Fig. 7.2). La conductivité hydraulique peut être différente à chaque marche d'une cuvette, et peut également varier pour chaque cuvette. Dans un premier temps, la même conductivité hydraulique a été appliquée quelque soit l'altitude et quelque soit la cuvette mais l'ordre de grandeur de variation de l'infiltration avec l'intensité de pluie n'était pas reproductible. Dans un second temps, comme dans le modèle de Dunne *et al.* (1991), une conductivité hydraulique augmentant avec l'altitude des marches a été implémentée. L'équation linéaire 7.1 a été choisie pour décrire la conductivité (notée K) à chaque marche. La conductivité minimale sera par la suite identique pour toutes les cuvettes.

$$K = K_{min} \cdot \left(1 + 2 \cdot fa \cdot E \left(\frac{z}{hm} \right) \right) \quad (7.1)$$

où K_{min} correspond à la conductivité minimale, fa au facteur d'augmentation de la conductivité, hm à la taille de la maille en hauteur (Fig. 7.2), z à l'altitude de la marche relativement au bas de la cuvette et E à la fonction partie entière. K_{min} et fa ont été calibrés sur les observations.

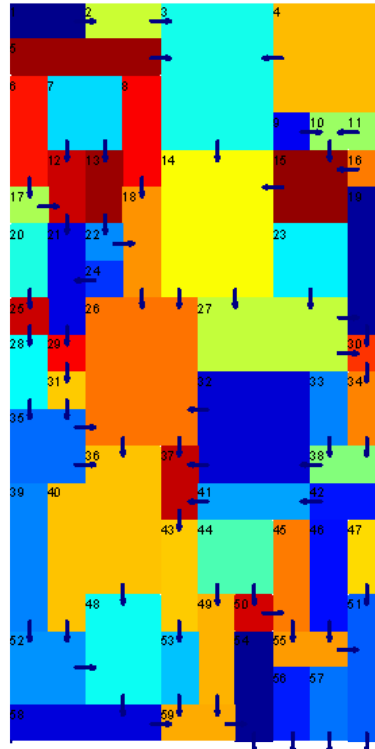


FIGURE 7.3 – Exemple de parcelle avec ses cuvettes. Les flèches indiquent le sens d'écoulement.

Ruissellement

Les cuvettes se déversent les unes dans les autres selon un ordre établi à l'avance. Les cuvettes peuvent se déverser soit à gauche, soit à droite, soit vers le bas selon le placement du déversoir. Les cuvettes sont choisies parmi huit tailles différentes afin d'introduire une variabilité dans le modèle. Si l est une longueur caractéristique, une cuvette se remplit proportionnellement à l^2 mais déborde au bout d'un temps t proportionnel à l^3 .

En adimensionalisant les tailles de cuvette, la largeur et la longueur de chaque cuvette sont choisies parmi celle-ci : $1/1$, $1/2$, $1/3$, $1/4$, $2/2$, $3/3$, $4/4$, $4/3$. Le nombre de marches peut être ensuite choisi ainsi que la taille de ces marches : par exemple, si le nombre de base est 16 marches et la taille 0.5 cm, la cuvette $1/2$ aura une largeur de 8 cm et une longueur de 16 cm. Si les marches sont aussi hautes que larges, la profondeur de la cuvette sera alors de 8 cm dans cet exemple. Les marches sont toujours dans le sens de la plus grande dimension de la cuvette.

Les cuvettes sont tirées au hasard de l'amont vers l'aval et de façon à ne laisser aucun trou sans cuvette. La figure 7.3 montre un exemple de parcelle avec ces cuvettes. Les cuvettes peuvent s'écouler soit dans une ou soit dans plusieurs cuvettes voisines selon le nombre de cuvettes en contact avec le côté d'écoulement. L'écoulement est alors réparti proportionnellement à la largeur du contact avec ce côté. Par exemple, la cuvette 14 de la figure 7.3 est en contact du côté de son déversoir avec les cuvettes 26 et 27, dans ce cas $1/3$ du débit est transvasé dans la cuvette 26 et $2/3$ dans la cuvette 27. L'écoulement pour chaque cuvette est régi par une équation de type déversoir triangulaire à paroi mince (Eqn. 7.2).

$$Q = Ce \cdot \frac{4}{15} \cdot \sqrt{2 \cdot g} \cdot he^{\frac{5}{2}} \quad (7.2)$$

où Q est le débit volumique, Ce le coefficient de débit et he la hauteur d'eau au-dessus de la pointe du déversoir. La valeur de Ce est inconnue et les valeurs de la littérature correspondent à des dimensions de déversoir plus importantes : il sera donc calé sur les observations. La hauteur du déversoir sera également calée pour chaque expérience avec le paramètre global *Seuil* correspondant au rapport de la hauteur sous la pointe du déversoir sur la hauteur de la cuvette (la hauteur du déversoir est donc plus importante pour les cuvettes plus hautes). La hauteur de ce seuil varie donc pour chaque cuvette mais il est identique en pourcentage pour l'ensemble de la parcelle. Elle est évidemment liée à la détention superficielle. Le débit de ruissellement correspond donc à l'écoulement des dernières cuvettes dans la gouttière.

Le modèle est donc contrôlé à l'aide de 11 paramètres :

- 2 paramètres permettent de définir la taille de la parcelle et qui sont donc facilement mesurables
- 3 paramètres qui définissent la géométrie des cuvettes : la taille de base de la cuvette et la taille du maillage en hauteur (hm) et en largeur (lm)
- 4 paramètres pour l'infiltration : K_{min} et fa qui ont un sens physique mais nécessiteraient une mesure très locale de l'infiltration, le potentiel de front h_F calculé à partir de la courbe de conductivité hydraulique du sol en fonction de la pression et qui est donc à base physique et $\Delta\theta$ mesurable facilement sur le terrain
- 1 paramètre lié à la détention superficielle : *Seuil* qui est difficilement mesurable a priori
- 1 paramètre lié au débit de ruissellement : le coefficient de débit Ce

7.2 Résultats et discussion

L'ordre de grandeur de chacun des paramètres a été calé sur les expériences présentées § 7.2.5. Les paramètres suivants du modèle ont été utilisés pour l'ensemble des expériences sauf, bien évidemment, si d'autres valeurs sont précisées :

- un nombre de base pour les cuvettes de 64 marches
- un maillage vertical et horizontal de 1.25 mm
- Une conductivité K_{min} valant 0.2 mm/h
- Un facteur d'augmentation fa valant 30
- Un coefficient de débit Ce valant 1
- *Seuil* valant 20 %
- Un potentiel de front valant -2 m
- une différence entre les teneurs en eau finale et initiale de 5%

7.2.1 Sensibilité des paramètres

Afin d'évaluer l'influence des paramètres les plus importants sur le ruissellement, des séries de calcul ont été effectuées en variant un seul paramètre à la fois. Le même hyétogramme

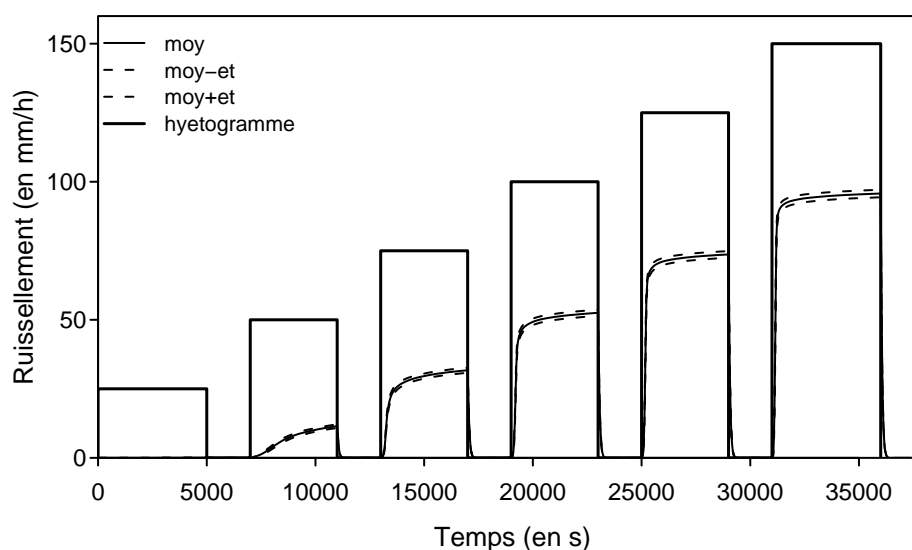


FIGURE 7.4 – Influence du tirage aléatoire des cuvettes sur le ruissellement. Ce graphique représente la moyenne et l'écart-type sur 15 tirages différents.

constitué d'une série de créneaux à différentes intensités de pluie a été utilisé pour tous les calculs (voir Fig.7.4). Le temps de montée est défini comme le délai entre le temps d'apparition du ruissellement et le moment où le ruissellement atteint 90% du ruissellement maximum au bout de 4000 s de pluie.

Influence du placement des cuvettes

Le placement des cuvettes étant fait de manière aléatoire, il est nécessaire de vérifier l'influence du placement sur le ruissellement. La figure 7.4 montre que l'influence des tirages (ici 15 dispositions différentes) sur le ruissellement est faible que ce soit en régime transitoire ou permanent et ceci à toutes les intensités. Ce résultat est donc important pour la suite car la comparaison des expériences avec des tirages différents sera facilitée.

Cependant, aux fortes intensités, certaines configurations provoquent un débordement des cuvettes qui n'est pas géré par le programme, celui-ci est donc arrêté à ce moment-là. Pour 3 configurations sur 15, des cuvettes ont débordé pour le dernier créneau à 150 mm/h provoquant l'arrêt du programme. Dans ces configurations, le problème vient des petites cuvettes qui sont placées près de l'exutoire et dont, la lame d'eau augmentant en se rapprochant de l'exutoire, la capacité d'"évacuation" n'était pas assez importante.

Influence de la conductivité minimale

La conductivité minimale a été définie au paragraphe § 7.1.2. Le ruissellement maximal modélisé est logiquement influencé par une variation de la conductivité minimale mais faiblement (25% de variation du ruissellement pour 100% de variation de la conductivité). Le temps de montée est fortement influencé (75% pour 100%) par la conductivité minimale contrairement au temps d'apparition du ruissellement.

Influence du potentiel de front

Le potentiel de front de Green et Ampt a un effet essentiellement sur le temps de montée comme le montre la troisième ligne de la figure 7.5. L'effet faible du potentiel sur le temps d'apparition du ruissellement s'explique par la saturation préalable du sol avec la pluie de 25 mm/h et la faible capacité d'infiltration du fond des cuvettes ; le ruissellement apparaît rapidement après le début de la pluie.

Influence du coefficient de débit

Les variations du coefficient de débit font surtout varier le temps de montée et dans une moindre mesure le ruissellement maximum. La diminution du coefficient de débit ralentit essentiellement l'écoulement augmentant ainsi le temps de montée mais diminuant également légèrement le ruissellement atteignable durant la durée du créneau (identique pour tous les calculs).

Influence de la hauteur du seuil

Une augmentation du paramètre *Seuil* de 50 % fait diminuer d'environ 50% le ruissellement maximum et fait augmenter le temps d'apparition du ruissellement et le temps de montée. Ce dernier résultat est logique puisque augmenter ce pourcentage revient à augmenter la détention superficielle : le ruissellement n'apparaît à l'exutoire que quand les dernières cuvettes débordent et il se stabilise uniquement quand l'ensemble des cuvettes sont stabilisées.

L'augmentation du seuil diminue le ruissellement maximum car une augmentation du seuil provoque une inondation plus importante de la microtopographie, la conductivité augmentant avec l'altitude du point considéré.

Globalement, le temps d'apparition est surtout influencé par le seuil. La conductivité globale étant faible pour les faibles hauteurs d'eau, le temps d'apparition du ruissellement correspond finalement au temps de remplissage des premières cuvettes jusqu'au seuil tandis que le temps de montée nécessite que l'ensemble des cuvettes soit en régime permanent. Le *Seuil* semble être le paramètre le plus important. Malheureusement, il ne paraît pas évident, même si il est lié à la détention superficielle, de le mesurer in situ afin de contraindre le modèle.

7.2.2 Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration

Les résultats sous pluies simulées sur le terrain et en laboratoire ont montré que l'infiltration augmentait avec l'intensité de pluie confirmant ainsi les résultats de la littérature. Les résultats de la modélisation sous PSEM_2D ont montré la difficulté de reproduire cette observation. Ainsi, une série de pluies d'intensité croissante a été appliquée en entrée du modèle cuvette. Les valeurs de l'infiltration en régime quasi-permanent sont tracées en fonction de l'intensité de pluie (Fig. 7.6). Le paramètre *fa* permet bien de modifier la pente de cette courbe. Les résultats montrent que le modèle est capable de reproduire une augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie. Ainsi, cela va dans le sens des résultats de Dunne *et al.* (1991) sur leur modèle de ruissellement pour une microtopographie périodique et parallèle à la pente.

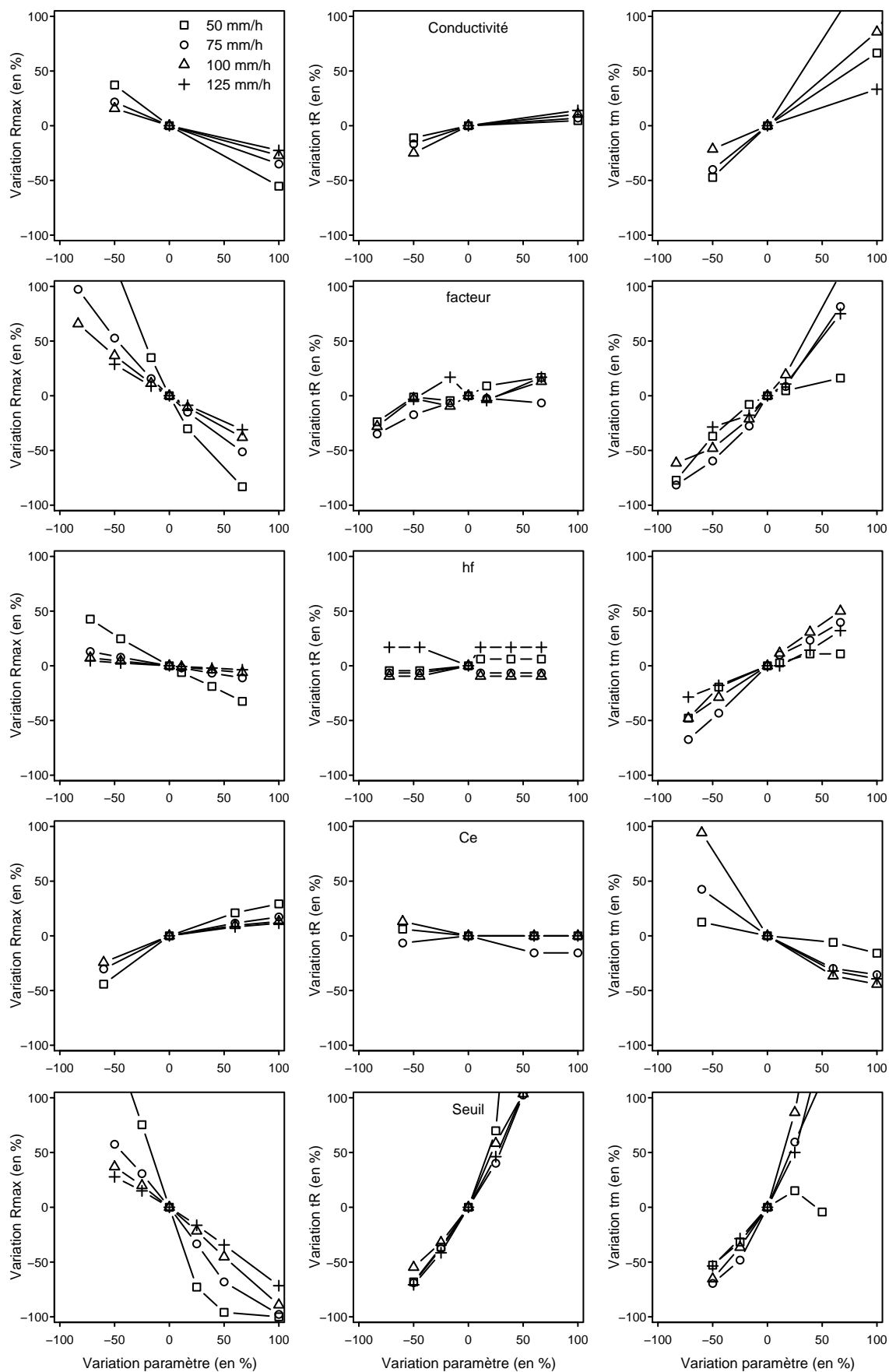


FIGURE 7.5 – Sensibilité de la conductivité, du facteur d’augmentation, le potentiel de front (hf), le coefficient de débit (Ce) et la hauteur du seuil sur le ruissellement maximal (R_{max}), le temps d’apparition du ruissellement (t_r) et le temps de montée (t_m). Les différentes courbes correspondent à différentes intensités de pluie.

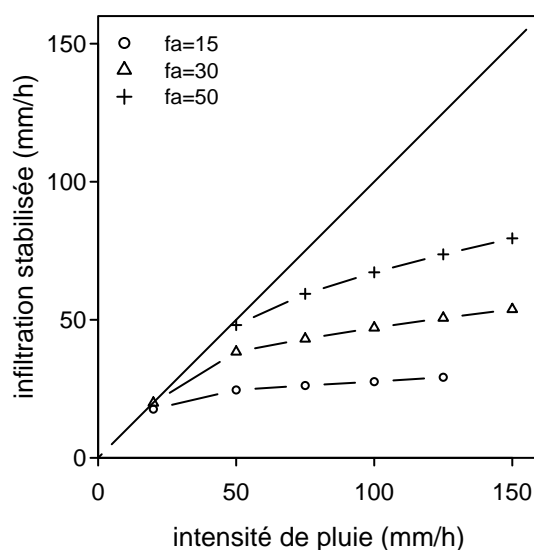


FIGURE 7.6 – Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration en régime permanent pour 3 valeurs de f_a .

7.2.3 Effet de la longueur de versant sur le ruissellement

Afin d'évaluer l'influence de la longueur de versant sur le ruissellement, quatre longueurs de versant (1, 2, 4 et 8 m) ayant les mêmes caractéristiques ont permis d'obtenir les résultats présentés à la figure 7.7. Il ressort que le ruissellement par unité de surface diminue légèrement quand la longueur augmente quelque soit le régime.

En régime permanent, cette diminution du ruissellement avec la longueur de versant s'explique, pour ce modèle, par une lame d'eau moyenne plus importante sur les plus grandes parcelles, inondant ainsi des zones plus hautes de la microtopographie qui sont, d'après le modèle, plus infiltrantes. Cette hypothèse pour expliquer l'effet de la longueur sur le ruissellement avait été d'ailleurs soulevée par Dunne *et al.* (1991) dans leur modèle.

Durant les pluies simulées sur le terrain, aucun effet clair de la longueur sur le ruissellement n'avait été observé en régime permanent (§ 3.2.4). De même, Stomph *et al.* (2001) ont montré en laboratoire que, en régime permanent, le ruissellement par unité d'aire était indépendant de la longueur arrosée. Néanmoins, la légère diminution (15 % maximum d'écart relatif entre une parcelle de 1 m et 8 m) avec la longueur est du même ordre que les erreurs de mesure pour les expériences sur le site du Pradel, ce qui ne permet pas de trancher le fait de savoir si le modèle ne reproduit pas correctement les données ou bien si les observations sont entachées d'erreur masquant cette diminution.

En régime transitoire, comme le montre la figure 7.8, l'écart relatif entre la parcelle de 1 m et de 8 m peut atteindre 100 % diminuant progressivement pour atteindre 50 % au bout de 1000 s et rejoindre une valeur autour de 15% en régime permanent. Les artefacts en régime transitoire sont dus à des parcelles légèrement différentes (le placement aléatoire des cuvettes introduit une différence pour chaque longueur) ce qui peut influencer faiblement le ruissellement comme nous

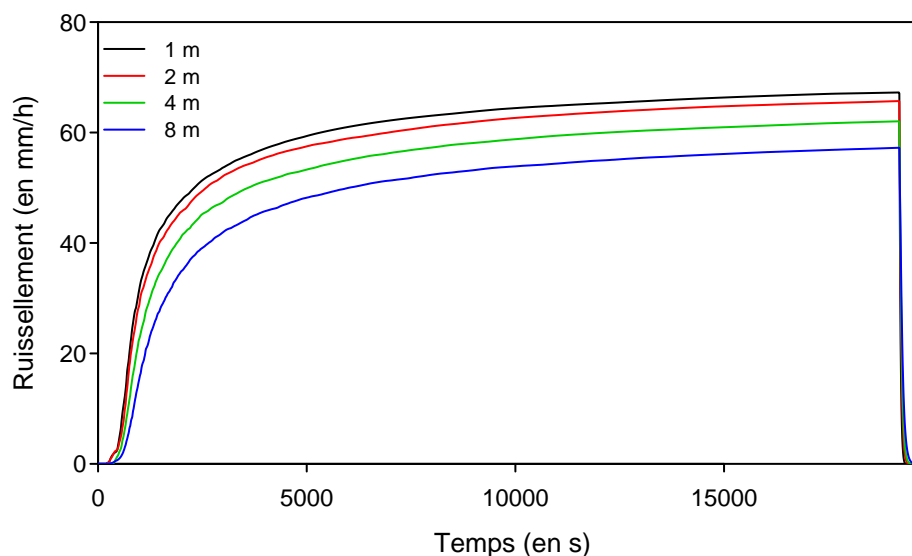


FIGURE 7.7 – Effet de la longueur de versant sur le ruissellement pour une intensité de 100 mm/h.

l'avons montré au paragraphe § 7.2.1. Cet écart relatif en régime permanent est stable quelque soit l'intensité de pluie comme le montre la figure 7.9 et est peu influencée par cette dernière.

Afin de vérifier que l'effet de longueur est prédominant en régime transitoire, un évènement issu des mesures sous pluies naturelles (4 septembre 2008) a été appliqué en entrée du modèle avec un potentiel de front valant -100 cm pour avoir un cumul de ruissellement correct. Les résultats montrent clairement que la dynamique du ruissellement est modifiée selon la longueur de la parcelle : les pics sont moins marqués et les phases de récession sont plus longues pour les parcelles les plus longues (Fig. 7.10). En cumul sur l'évènement, le ruissellement diminue logiquement avec la longueur (Fig. 7.11) : il est deux fois plus faible pour la parcelle de 8 m (1.6 mm) que pour la parcelle de 1 m (3.1 mm).

En régime transitoire, l'effet de longueur est clairement marqué. L'application d'une pluie naturelle au modèle souligne d'autant plus cet effet de longueur que le régime est toujours transitoire. Ce résultat rejoint les observations faites sous pluies naturelles par de nombreux auteurs (Lal, 1997; van de Giesen *et al.*, 2000; Joel *et al.*, 2002; Esteves et Lapetite, 2003; Parsons *et al.*, 2006). Les parcelles les plus longues mettent plus de temps à atteindre le régime permanent et donc le ruissellement par unité d'aire est plus faible pour les parcelles les plus longues tant qu'elles n'ont pas atteint le régime permanent.

7.2.4 Déficit de ruissellement par intermittence (DRi)

Afin de vérifier le lien entre le déficit de ruissellement par intermittence présenté au § 3.2.6 et la lame d'eau moyenne à la surface, le ruissellement pour une pluie intermittente (10 min de pluie/10 min d'arrêt) et le ruissellement d'une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale sont présentés sur la figure 7.12. Sur cette figure, chaque arrêt de la pluie

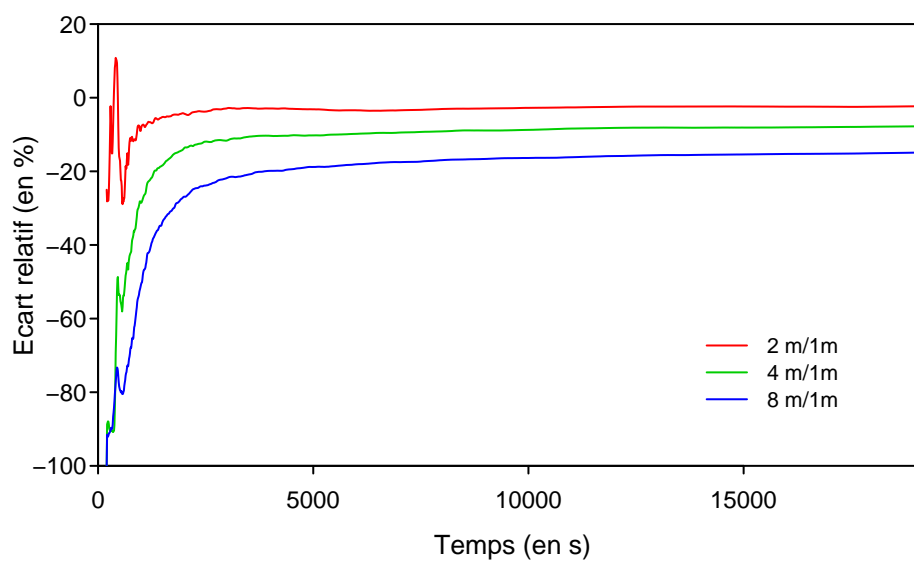


FIGURE 7.8 – Ecart relatif entre les parcelles de 2, 4 et 8 m par rapport à la parcelle de 1 m.

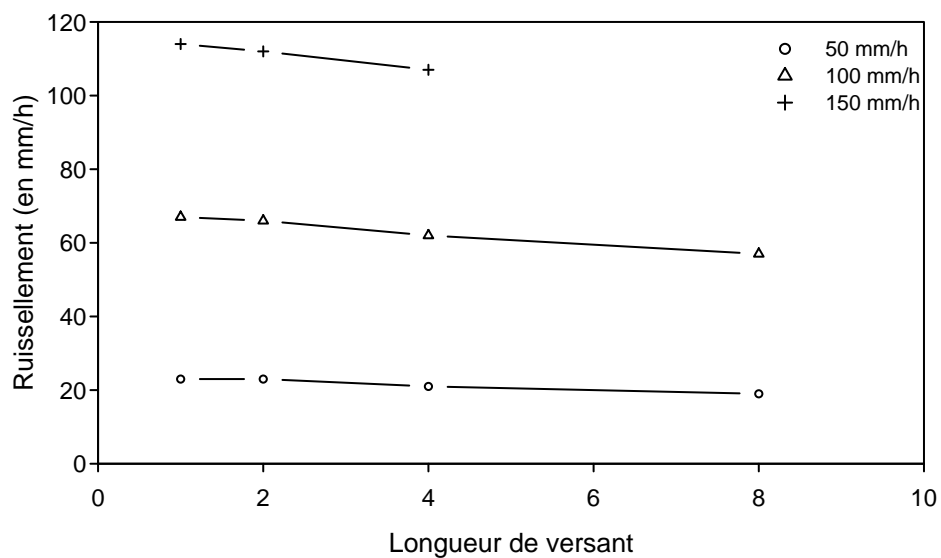


FIGURE 7.9 – Effet de la longueur de versant pour différentes longueurs (1, 2, 4 et 8 m) et pour différentes intensités (50, 100 et 150 mm/h) en régime permanent.

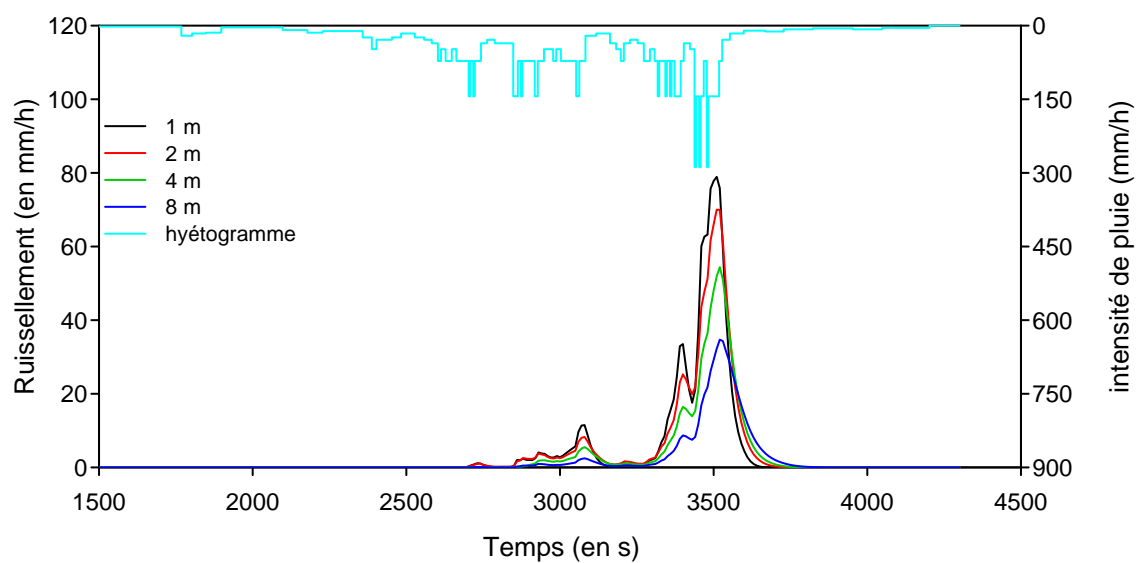


FIGURE 7.10 – Effet d’une pluie intermittente sur le ruissellement pour différentes longueurs de parcelles (1, 2, 4 et 8 m)

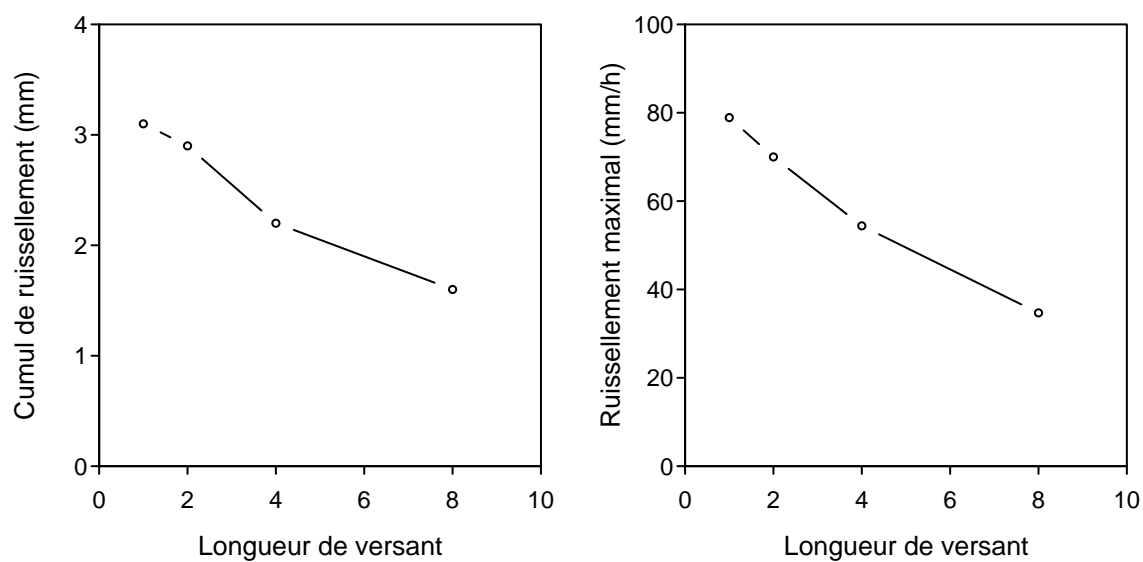


FIGURE 7.11 – Effet d’une pluie intermittente sur le cumul de ruissellement (à gauche) et sur le ruissellement maximal (à droite) pour différentes longueurs de parcelles (1, 2, 4 et 8 m)

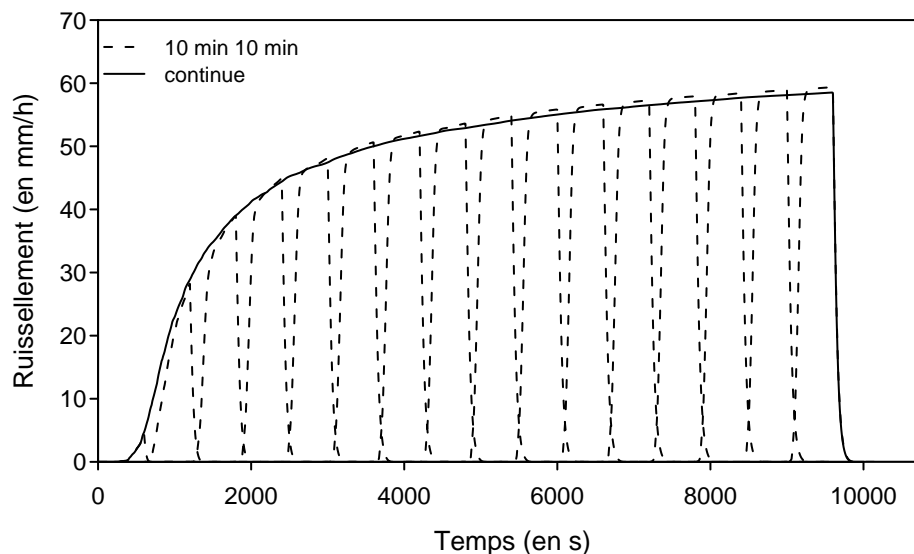


FIGURE 7.12 – Comparaison de l’hydrogramme “compressé” d’une pluie intermittente (créneaux de 10 min de pluie/10 min d’arrêt) et l’hydrogramme d’une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale.

intermittente a été ôté, si bien que le hyétogramme obtenu est celui d’une pluie continue. L’hydrogramme “compressé” de la pluie intermittente ainsi obtenu est comparé à l’hydrogramme de la pluie continue de même cumul et de même intensité maximale. Cette même opération avait été effectuée pour les simulations de pluie afin de calculer le déficit de ruissellement par intermittence. Il en ressort que l’hypothèse faite au paragraphe § 3.1.5 selon laquelle l’enveloppe de l’hydrogramme “compressé” correspondait à la pluie continue de même cumul et de même intensité maximale est vérifiée sur le modèle.

La figure 7.13 montre les différentes relations entre le déficit de ruissellement par intermittence et la lame d’eau moyenne à la surface avant l’arrêt du ruissellement (moyennée sur les deux créneaux). Excepté pour le premier arrêt de pluie, les relations entre ces deux paramètres sont linéaires ($r^2 > 0.999$). La pente et l’ordonnée à l’origine dépendent fortement du pas de temps choisi pour les créneaux. Empiriquement, le passage d’un pas de temps de 10/10 min à 15/15 min (respectivement 20/20 min) se fait en multipliant par environ 1.5 (respectivement par environ 2) la pente et l’ordonnée à l’origine.

Le déficit de ruissellement par intermittence donne donc une information sur la lame d’eau moyenne à la surface de la parcelle. Cependant, cette relation doit dépendre fortement de la parcelle et suppose qu’il n’y ait aucune redistribution de l’humidité du sol entre deux averses. Cette dernière hypothèse a été assez bien vérifiée pour la teneur en eau de surface sur le terrain (§ 3.2.1) et en laboratoire (§ 5.2.1).

7.2.5 Comparaison aux données expérimentales

Afin de contraindre les paramètres sur une large gamme d’intensités de pluie, un calage a été effectué sur l’infiltration en régime permanent en fonction de l’intensité de pluie sur les données

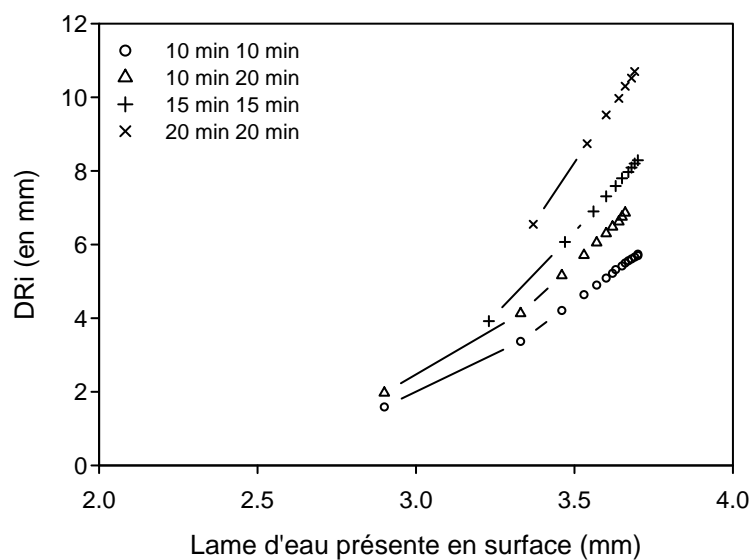


FIGURE 7.13 – Relation entre la lame d'eau présente en surface et le déficit de ruissellement par intermittence (DRi).

	Durée des créneaux de pluie en min (pluie/arrêt)			
	10/10	10/20	15/15	20/20
a	6.3	8.2	9.7	12.7
b	-17.8	-23.2	-27.8	-36.3
r^2	0.9999	0.9993	0.9998	0.9999

TABEAU 7.1 – Résultats des régressions linéaires ($y = a \cdot x + b$) pour différents durées de créneau entre le DRi (y) et la lame d'eau présente en surface (x).

pour les deux parcelles (A nord et A sud) pour lesquelles on dispose du plus grand nombre de données. Seules les données des simulations de pluie sur 4 m de longueur ont été utilisées pour effectuer une régression linéaire entre l'infiltration en régime quasi-permanent et l'intensité de pluie (Fig. 7.14). Une série de pluies d'intensité croissante (entre 20 et 100 mm/h) a été appliquée au modèle pour différentes valeurs de K_{min} et fa afin de caler le modèle à la régression linéaire pour chaque parcelle.

Les valeurs des paramètres, correspondant au meilleur calage selon le critère de Nash, sont présentées dans le tableau 7.2. Le modèle reproduit très bien les observations pour l'interrang enherbé (Nash=0.89) mais seulement de manière correcte pour l'interrang désherbé (Nash=0.67). La plus grande dispersion des valeurs d'infiltration et la pente plus forte de la droite pour l'interrang désherbé que pour l'interrang enherbé expliquent en grande partie cette différence comme le montre la figure 7.14. Le modèle avec une conductivité augmentant de manière linéaire avec l'altitude de la microtopographie n'arrive pas à reproduire correctement la pente de la droite de régression pour la parcelle désherbée.

Un modèle avec une augmentation exponentielle selon l'équation 7.3 ($K_{min} = 0.25 \text{ mm/h}$ et $fa = 0.30$) a été testé donnant de nettement meilleurs résultats sur l'infiltration en régime quasi-permanent (Nash=0.97) comme le montre la figure 7.14. En revanche, au niveau de la dynamique du ruissellement, les résultats sont nettement moins bons : la phase de récession est en particulier très longue à cause des valeurs faibles de la conductivité pour les faibles inondations de la microtopographie. Une étude plus poussée comparant différentes équations pour décrire la conductivité en fonction de l'altitude semble nécessaire (par ex. une distribution gaussienne). En outre, le modèle exponentiel suppose une conductivité tendant vers l'infini ce qui n'est pas très satisfaisant. Malheureusement, par manque de temps, cette étude n'a pu être effectuée.

$$K = K_{min} \cdot \exp\left(fa * E\left(\frac{z}{hm}\right)\right) \quad (7.3)$$

Trois expériences pour la parcelle désherbée (23 mai 2006, 2 juin 2007 et 7 juin 2008) et deux expériences (9 sept 2008 et 6 juin 2009) pour la parcelle enherbée issues des simulations de pluie au Pradel ont servi à évaluer la capacité du modèle à reproduire le ruissellement. Ces expériences ont été choisies pour la large gamme d'intensités utilisées et/ou l'application de pluies intermittentes.

Dans un premier temps, le modèle a été utilisé avec les paramètres calés sur l'infiltration en régime permanent de chaque interrang (Tab. 7.2). Les critères de Nash sur les hydrogrammes de ruissellement sont évidemment meilleurs pour les expériences de la parcelle enherbée que pour ceux de la parcelle désherbée étant donné que les critères de Nash du calage était meilleurs pour la première que pour la seconde (Tab. 7.2). Pour la parcelle désherbée, les critères de Nash sont plus faibles pour les expériences avec des intensités de pluie faibles (entre 35 et 70 mm/h pour le 2 juin 2007 et le 7 juin 2008) que pour les expériences avec des intensités fortes (97, 89 et 81 mm/h pour le 23 mai 2006).

Dans un deuxième temps, les paramètres K_{min} et fa ont été recalés pour chaque expérience (Tab. 7.2). Les figures 7.15 et 7.16 montrent les hydrogrammes comparés des observations et

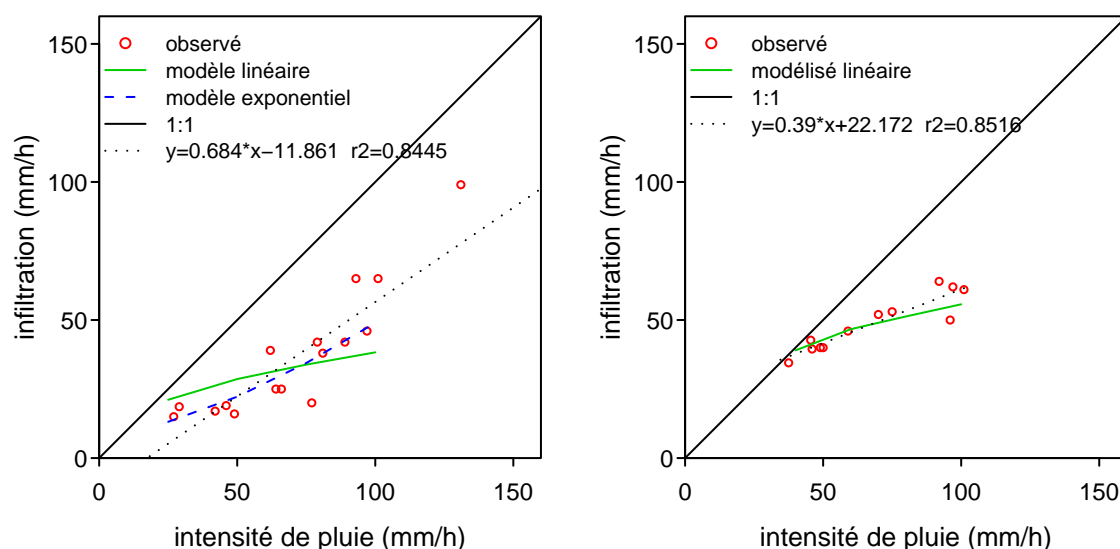


FIGURE 7.14 – Comparaison du modèle, avec une augmentation linéaire et exponentielle de la conductivité, avec les observations au niveau de l'infiltration en régime quasi-permanent pour la parcelle désherbée (à gauche) et enherbée (à droite).

	Kmin mm/h	fa	Ce	Seuil	hf cm	a	r^2	Nash
A Nord	0.2	25	0.5	0.2	-180	0.94	0.93	0.67
23-mai-06	0.2	25	0.5	0.2	-180	0.98	0.98	0.93
	0.18	27	0.5	0.2	-200	0.97	0.98	0.94
02-juin-07	0.2	25	0.5	0.2	-180	0.36	0.88	-0.42
	0.07	26	0.5	0.2	-350	0.86	0.91	0.70
07-juin-08	0.2	25	0.5	0.2	-180	0.61	0.85	0.48
	0.09	28	0.5	0.2	-200	1.06	0.94	0.80
A Sud	0.12	60	0.5	0.2	-200	0.97	0.99	0.89
09-sept-08	0.12	60	0.5	0.2	-200	1.34	0.96	0.65
	0.15	55	0.5	0.2	-200	1.06	0.96	0.91
06-juin-09	0.12	60	0.5	0.2	-200	1.07	0.96	0.87
	0.13	60	0.5	0.2	-150	1.02	0.96	0.88

TABLEAU 7.2 – Estimation de la qualité de différents calages sur les taux d'infiltration en régime permanent pour les parcelles notées A nord et A sud et sur l'ensemble de l'hydrogramme pour les expériences datées.

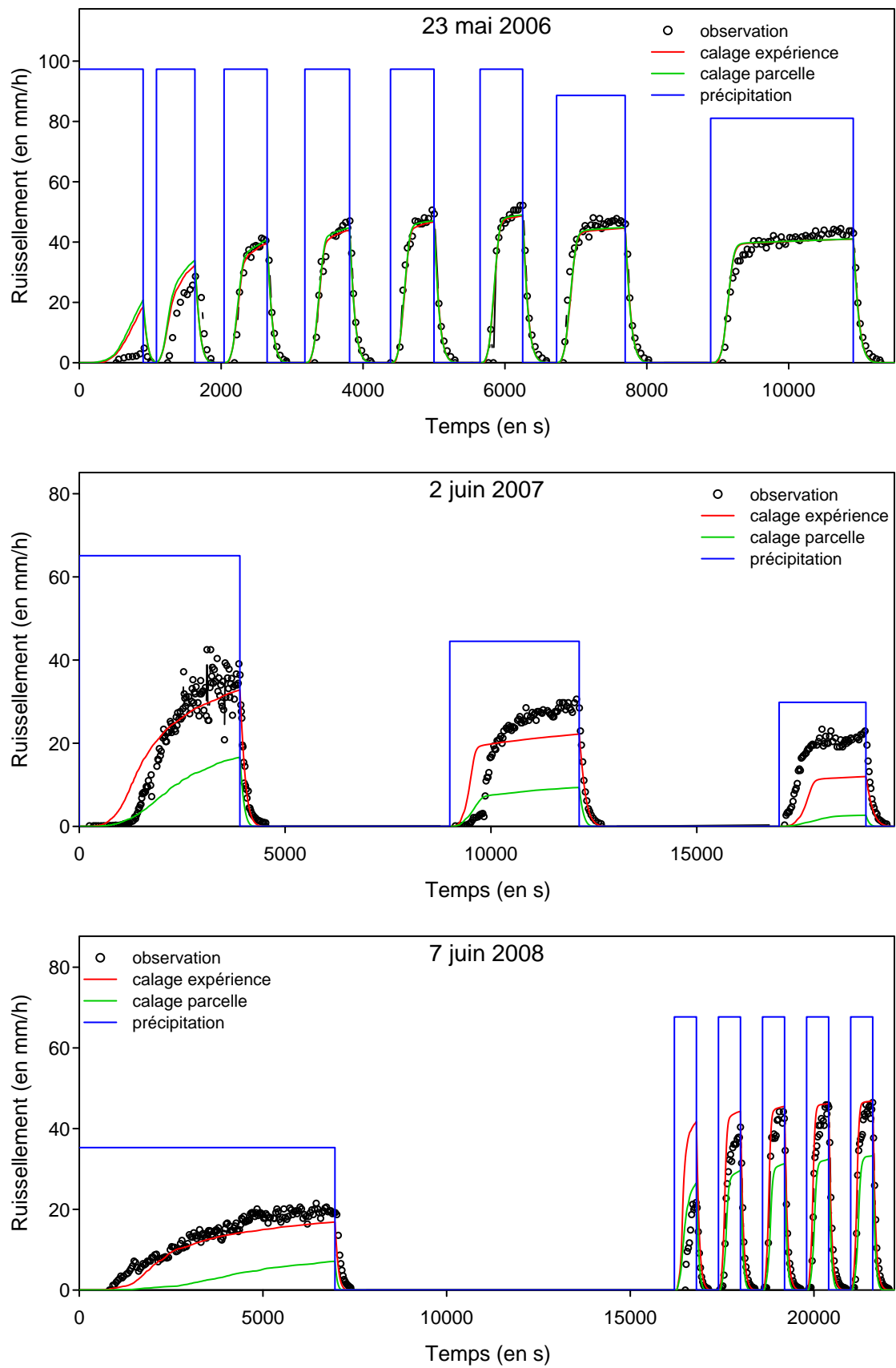


FIGURE 7.15 – Comparaison du modèle avec les observations pour la parcelle A désherbée avec les paramètres re-calés pour l’expérience (“calage expérience”) et avec les paramètres globaux de la parcelle (“calage parcelle”).

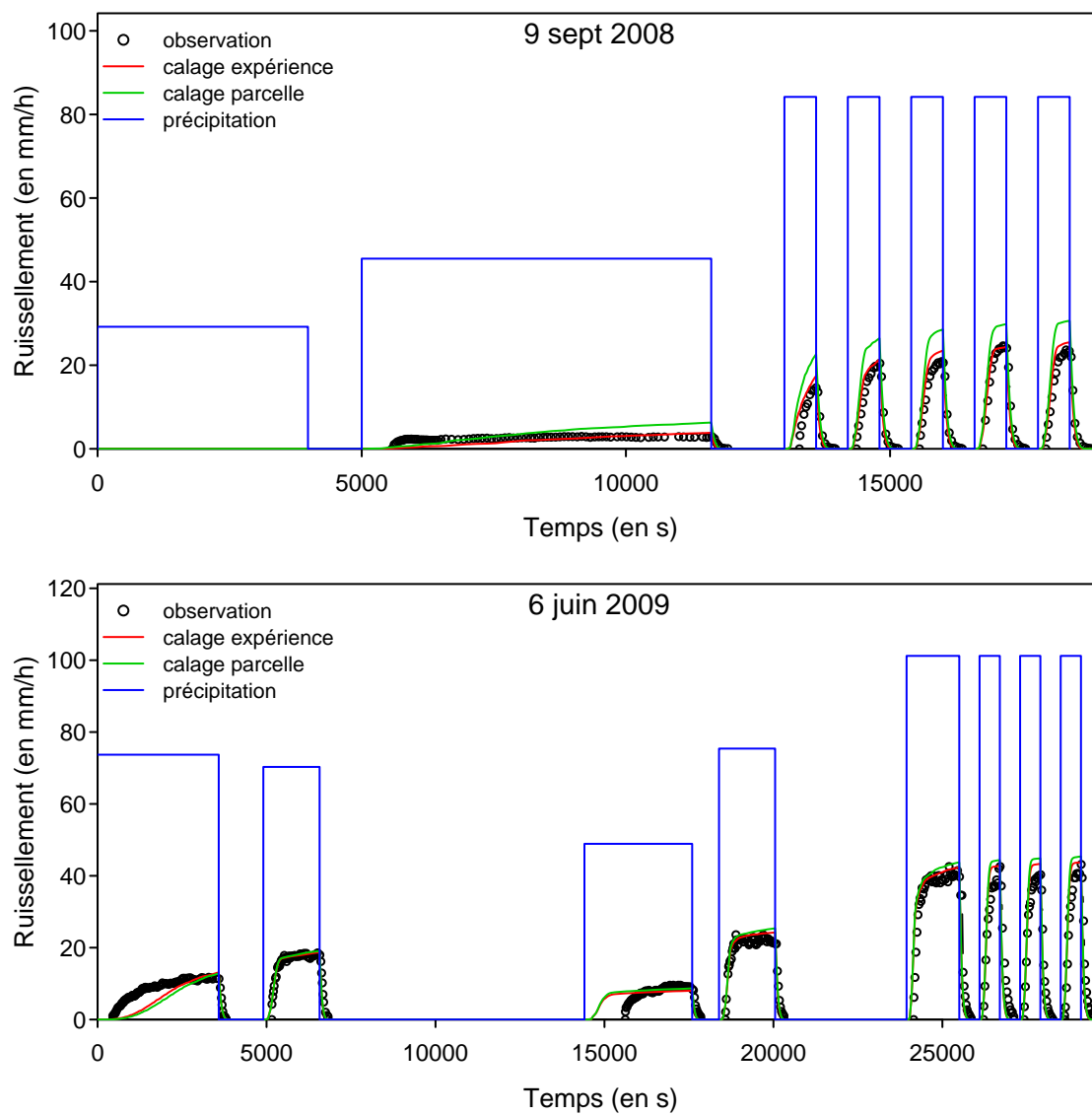


FIGURE 7.16 – Comparaison du modèle avec les observations pour la parcelle A enherbée avec les paramètres re-calés pour l'expérience ("calage expérience") et avec les paramètres globaux de la parcelle ("calage parcelle").

du modèle avec les paramètres re-calés. Logiquement, le nouveau calage améliore nettement les critères de Nash (valeurs comprises entre 0.70 et 0.94). En outre, seule l'expérience du 2 juin 2007 a un critère de Nash inférieur à 0.80, ce qui indique la bonne capacité du modèle à reproduire le ruissellement observé.

Conclusion

Un modèle conceptuel, constitué de cuvettes avec un profil triangulaire, a été créé pour reproduire le ruissellement observé sur le terrain. Selon le modèle, la conductivité augmente linéairement avec l'altitude de la microtopographie créée par les bords des cuvettes.

Le modèle a montré sa capacité à reproduire l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie observée sur le terrain. L'effet de longueur de parcelle sur le ruissellement est important en régime transitoire et diminue au fur et à mesure que le régime quasi-permanent s'installe. Il n'est cependant pas nul en régime permanent de par l'augmentation de la lame d'eau pour les grandes parcelles qui provoque une augmentation de la surface infiltrante.

Le déficit de ruissellement par intermittence, permettant d'évaluer l'eau "perdue" par infiltration de la détention superficielle entre deux averses, est basé sur l'hypothèse que le ruissellement d'une pluie continue correspond à l'enveloppe de l'hydrogramme "compressé" de la pluie intermittente de même cumul et de même intensité maximale. Cette hypothèse a été validée à l'aide du modèle cuvette et permet donc de confirmer les résultats obtenus sous pluies simulées. Toutefois, ce modèle ne reproduit pas la redistribution de l'eau du sol entre les averses.

La confrontation du modèle aux expériences de simulation de pluie a montré sa bonne aptitude à reproduire les hydrogrammes observés. Cependant, un calage des paramètres pour chaque expérience a été nécessaire, en particulier pour la parcelle désherbée. L'utilisation d'un autre modèle pour le profil de conductivité en fonction de l'altitude pourrait sans doute améliorer sensiblement la reproduction de l'ensemble des expériences avec un calage unique.

Enfin, le peu d'effet du tirage aléatoire des cuvettes sur le ruissellement produit est un résultat qui nous encourage à penser qu'une description statistique du micro-relief in situ pourrait suffire au modélisateur plutôt qu'une description exhaustive distribuée.

Conclusion et Perspectives

Conclusion générale

Au travers de cette thèse, une approche transversale sur le ruissellement a été effectuée. Des expériences de terrain ont ainsi été menées sur le site du Pradel en Ardèche sous pluies simulées et sous pluies naturelles afin d’acquérir une base de données permettant de comprendre les réactions du sol à la dynamique des pluies et selon la longueur du versant. Les simulations de pluie en laboratoire ont permis, par l’utilisation d’un milieu poreux artificiel reproductible, de montrer que les phénomènes dus à la dynamique des pluies observés sur le terrain existent également pour un tel milieu. L’utilisation du modèle PSEM_2D et l’application d’un modèle conceptuel, développé dans cette thèse, ont mis en évidence le fait que l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie pouvait être expliquée par une inondation de zones plus infiltrantes, situées sur les points hauts de la microtopographie, dont leur contribution augmente avec l’intensité de pluie.

Effet des variations d’intensité de pluie

L’augmentation de l’infiltration en régime quasi-permanent avec l’intensité de pluie observée dans de nombreuses études de simulation de pluie sur le terrain est confirmée pour les simulations de pluie au Pradel et pour les simulations en laboratoire. Le modèle PSEM_2D a montré qu’une simple répartition hétérogène et aléatoire de la conductivité ne suffit pas à expliquer cet effet. De plus, même en l’absence de microtopographie, le taux d’infiltration augmente avec l’intensité de pluie en régime quasi-permanent pour les expériences en laboratoire. Ainsi, la piste de l’augmentation de la conductivité hydraulique ponctuelle avec l’altitude du point considérée comme explication à cette variation, pour consistante qu’elle soit, n’explique pas les variations d’infiltration observées en laboratoire sans micro-relief.

De plus, le rôle majeur de la macroporosité dans le contrôle de l’infiltration, mis en évidence par les expériences en laboratoire, permet de suspecter que l’augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie est en partie due à une mise en fonctionnement progressive des macropores. Cette augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie, observée sur le terrain et en laboratoire, pourrait donc être expliquée en partie par une inondation progressive de la parcelle avec l’intensité de pluie, que ce soit en “remontant” depuis l’exutoire ou en inondant progressivement la microtopographie.

Les modèles PSEM_2D et cuvette ont ainsi montré que l’inondation de la microtopographie pouvait expliquer une augmentation de l’infiltration avec l’intensité de pluie : la hauteur d’eau moyenne à la surface augmentant avec l’intensité de pluie, elle inonde des zones de plus en plus élevées associées à des conductivités plus importantes. Ces conductivités plus fortes en hauteur pourraient être une conséquence de la présence de touffes d’herbe qui, par leurs racines, augmentent l’infiltration et, par leur partie aérienne, diminuent l’érosion locale et ainsi, forment des buttes protégées. De plus, les particules fines transportées par le ruissellement ont tendance à se concentrer dans le bas de la microtopographie lors des phases de dépôt diminuant la conductivité de ces chenaux par rapport aux zones élevées de la microtopographie. Le modèle

cuvette a ainsi montré que la conductivité doit augmenter d'environ 10 mm/h par millimètre de microtopographie pour pouvoir reproduire l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie observée.

En outre, la comparaison de pluies intermittentes avec des pluies continues, de même intensité moyenne et d'intensité maximale divisée par deux, a montré que les pluies intermittentes génèrent en général plus de ruissellement que les pluies continues. Cependant, cet effet est fortement atténué pour les fortes intensités de pluie par l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et par l'infiltration de la détention superficielle entre deux averses.

Ce dernier effet a été évalué à l'aide de la notion de "déficit de ruissellement par intermittence" en comparant le volume d'eau "perdue" pour le ruissellement entre une pluie intermittente et une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale. Les DRi ainsi mesurés pouvant atteindre 50% du volume ruisselé, l'infiltration entre deux averses de la détention superficielle joue un rôle majeur, aux fortes intensités, dans l'atténuation de l'effet des pluies intermittentes sur l'augmentation du ruissellement.

Cette atténuation justifie donc l'utilisation d'un coefficient de ruissellement indépendamment de la dynamique de la pluie, comme il est fréquemment utilisé dans les modèles, pour les fortes intensités de pluie. Ce résultat n'était pas évident a priori puisque il est souvent admis que l'effet de la dynamique des pluies est sous-estimé par les modèles. Dans l'objectif de prévision des crues, pour lesquelles les intensités de pluies sont en général fortes, l'utilisation des coefficients de ruissellement paraît donc adaptée.

Effet de la longueur du versant sur le ruissellement

L'effet de la longueur de versant sur le ruissellement a été observé sur le terrain et étudié par modélisation. Le principal résultat est que, en régime permanent, la longueur a peu ou pas d'effet sur la production de ruissellement. Des pluies continues sur des longueurs décroissantes allant de 8 m à 1 m ont ainsi montré que le ruissellement maximal était identique pour toutes les longueurs.

Le modèle PSEM_2D a confirmé les résultats observés sous pluies simulées pour un sol avec une conductivité hydraulique homogène ainsi que pour un sol avec une conductivité hydraulique hétérogène et aléatoire : le débit de ruissellement est identique pour toutes les longueurs de parcelle en régime permanent. Les calculs à l'aide du modèle cuvette montrent, quant à eux, une légère diminution du ruissellement avec la longueur de versant (15% entre une parcelle de 1 m et de 8 m). Cette diminution est expliquée par une augmentation de la hauteur d'eau avec la longueur de versant et donc, par une augmentation de l'inondation de la microtopographie provoquant une augmentation de l'infiltration. L'augmentation de la conductivité hydraulique avec l'altitude du point de surface est sans doute trop simpliste et trop systématique pour ne pas introduire ce genre d'artéfact.

Les régimes transitoires, en phases de montée et de descente du flux, sont essentiels pour expliquer la diminution du ruissellement avec la longueur de versant. Les parcelles les plus longues ont un temps de montée plus important, ce qui implique en régime transitoire un débit

de ruissellement plus faible à l'exutoire. Le modèle PSEM_2D et le modèle cuvette ont confirmé la responsabilité du régime transitoire dans l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement.

Sous pluies naturelles, le régime permanent n'étant jamais atteint, en particulier dans le contexte cévenol, le cumul de ruissellement par unité de surface est plus faible pour les grandes parcelles que pour les petites parcelles, comme les calculs avec le modèle cuvette l'ont souligné. Néanmoins, cette diminution n'a pu être observée sur nos parcelles sous pluies naturelles que sur l'interrang enherbé uniquement, l'interrang désherbé n'ayant montré aucune sensibilité à la longueur de versant. Cette différence entre les deux parcelles n'est pas vraiment expliquée mais, un plus grand nombre de débitmètres n'ayant pas fonctionné correctement pour la parcelle enherbée que pour la parcelle désherbée, la comparaison reste difficile.

Enfin, le modèle cuvette a montré qu'une description statistique du micro-relief au sein du versant (hauteurs minimales et maximales, distance entre deux crêtes, profondeur, etc...) était peut-être suffisante pour modéliser le ruissellement sans connaître la distribution spatiale exhaustive des altitudes, distribution qu'il est illusoire de mesurer à l'échelle du versant.

Perspectives

Au niveau de l'expérimentation sur le terrain, qui sera poursuivie durant les prochaines années dans le cadre du programme européen HYMEX, une meilleure gestion des couvertures du sol, par l'application régulière des protocoles utilisés dans la région pour le désherbage et le fauchage des parcelles, paraît essentielle pour pouvoir comparer correctement les interrangs enherbé et désherbé et pour évaluer l'impact de la gestion du sol sur le ruissellement.

Le manque de données et les problèmes métrologiques rencontrés pendant notre étude ont rendu difficile l'interprétation des données de ruissellement sous pluies naturelles. L'acquisition d'une base de données sur plusieurs années avec des événements importants en terme de cumul de ruissellement permettrait de vérifier l'effet de la longueur de versant sur nos parcelles. Elle permettrait également de mieux évaluer en terme de dynamique la réponse du ruissellement aux variations d'intensité des pluies.

Dans cet objectif, l'amélioration de la fonction permettant de calculer une pluie "efficace" pour le ruissellement, modélisée durant cette thèse à l'aide d'un simple seuillage, à partir de la pluie réelle pourrait être effectuée en prenant en compte la variation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et le déficit de ruissellement par intermittence. Une telle fonction permettrait ainsi d'aboutir à faire la différence, en terme de cumul de ruissellement, entre deux pluies de dynamiques très différentes mais de cumuls similaires, comme cela a été présenté en introduction.

En outre, l'utilisation d'une centrale Campbell plus performante, permettant le stockage d'un volume de données plus important, paraît une nécessité pour éviter de perdre des données comme cela a été le cas. Une amélioration de la métrologie des débitmètres pourrait être utile : une première amélioration consistant à supprimer le réservoir supérieur a déjà été effectuée cet automne pour éviter des débordements mais, du fait de l'absence d'évènement fort en 2009, aucune mesure n'a pu être effectuée depuis.

Le milieu poreux artificiel utilisé pour les simulations en laboratoire, s'il reste une modéli-

sation très schématique d'un sol réel, autorise de nombreuses configurations de manière reproductible. La poursuite des expérimentations en laboratoire avec ce milieu pourrait permettre, en utilisant par exemple des densités de macropores différentes, de comprendre l'influence de la macroporosité sur l'augmentation de l'infiltration en régime permanent avec l'intensité de pluie, observée en l'absence de microtopographie. Cette densité de macropores pourrait être variée en diminuant ou augmentant la taille des briques de céramiques, jusqu'à l'utilisation d'une plaque continue par exemple. Une étude plus poussée en une dimension de ce milieu poreux artificiel, en prenant en compte les fissures, serait utile pour déterminer les paramètres hydrauliques de ce milieu. Enfin, le drainage à la base des céramiques n'était pas libre, contrairement à l'idée de départ, il faudrait donc améliorer ce drainage en utilisant par exemple un grillage en remplacement de la plaque percée pour servir de fond.

Au sujet du modèle cuvette, il serait nécessaire de faire une étude plus poussée pour déterminer la meilleure fonction d'augmentation de la conductivité avec l'altitude de la microtopographie. Une distribution normale ou log-normale gaussienne de la conductivité, par exemple, avec un palier pour les fortes hauteurs d'eau paraîtrait plus adaptée qu'une fonction tendant vers l'infini. Se limiter à une infiltration en 1 dimension sous la surface est une simplification qui ne tient pas compte des interactions entre les zones d'humidité et de conductivité différentes et qui pourrait être améliorée mais cela serait peut-être au prix de la simplicité du modèle. Enfin, il faudrait poursuivre les comparaisons du modèle avec l'ensemble des données de ruissellement sous pluies simulées ainsi que confronter le modèle aux événements de pluies naturelles afin de vérifier la pertinence du modèle à reproduire le ruissellement observé.

Enfin, cette étude à l'échelle de la parcelle doit être poursuivie à plus grande échelle afin d'améliorer notre compréhension de l'effet de longueur. Dans cet objectif, l'Observatoire Hydro-météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais a pour projet de mesurer le ruissellement sur des bassins versants emboîtés allant de l'échelle de la parcelle (quelques m^2) à celle du bassin versant d'une centaine de km^2 . Ainsi, une distance limite, en dessous de laquelle aucun effet de longueur n'est observé et au-dessus de laquelle un effet de longueur existe, pourrait être définie en fonction de différents paramètres (intensité de la pluie, durée de la pluie, teneur en eau initiale, etc...).

Liste des symboles

Ψ	succion (m)
ρ	masse volumique de l'eau ($kg.m^{-3}$)
θ	teneur en eau volumique
θ_i	teneur en eau volumique initiale
θ_R	teneur en eau volumique résiduelle
θ_S	teneur en eau volumique à saturation
μ_F	infiltration moyenne de Hawkins (1982) ($m.s^{-1}$)
Ce	coefficient de débit
DRi	déficit de ruissellement par intermittence (mm ou %)
f	coefficient de frottement de Darcy-Weisbach
fa	facteur d'augmentation
g	gravité ($m.s^{-2}$)
H	charge hydraulique (m)
h	pression matricielle en hauteur d'eau (m)
h_0	hauteur d'eau à la surface (m)
h_e	pression matricielle d'entrée d'air (m)
h_F	potentiel de front de Green et Ampt (m)
hm	hauteur de la maille (m)
i	débit d'infiltration ($m.s^{-1}$)
I	lame infiltrée (m)
ip	intensité de pluie ($m.s^{-1}$)
K	conductivité hydraulique ($m.s^{-1}$)
K_{min}	conductivité hydraulique minimum du modèle cuvette ($m.s^{-1}$)
K_S	conductivité hydraulique à saturation ($m.s^{-1}$)
L	épaisseur de la céramique (m)
lm	largeur de la maille (m)
n	indice des vides
P	pression en eau (Pa)
P_{atm}	pression atmosphérique (Pa)
Q	débit volumique ($m^3.s^{-1}$)
q	débit par unité de surface ($m.s^{-1}$)

S	surface (m^2)
s	section du réservoir du perméamètre (m^2)
S_{0x}	pente de la surface du sol selon x
S_{0y}	pente de la surface du sol selon y
S_{fx}	pente de frottement selon x
S_{fy}	pente de frottement selon y
$Seuil$	rapport entre la hauteur du point bas du seuil et la hauteur de la cuvette
t	temps (s)
t_m	temps de montée (s)
t_R	temps d'apparition du ruissellement (s)
u	vitesse moyenne locale selon x
V	volume (m^3)
v	vitesse moyenne locale selon y
z	altitude (m)
z_F	profondeur du front d'infiltration de Green et Ampt (m)

Table des figures

1	Deux évènements de cumul identique mais de dynamiques différentes.	5
1.1	Phases du sol	9
1.2	Classes granulométriques selon l'United States Department of Agriculture.	10
1.3	Cycle de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. D'après Musy et Gigy (2004).	12
1.4	Échelles spatio-temporelles des différents processus hydrologiques. D'après Blöschl et Sivapalan (1995).	13
1.5	Schéma de fonctionnement du modèle de marcheurs utilisé pour le remplissage progressif des dépressions d'une surface rugueuse. D'après Darboux (1999).	19
1.6	Schéma représentant le ruissellement en régime permanent.	22
1.7	Ruissellement par unité d'aire moyenné pour chaque événement pour deux types de parcelles : 0.5m x 0.5m (S-plot) et 5m x 10m (L-Plot). D'après Joel <i>et al.</i> (2002).	24
1.8	Effet de la longueur de versant sur le ruissellement.	24
1.9	Schéma montrant l'évolution au cours du temps du débit volumique à l'exutoire de deux parcelles de tailles différentes pour trois durées de pluie différentes.	25
2.1	Localisation du bassin versant du Gazel. Le bassin versant (à droite) fait environ 4 km ² à sa confluence avec la Claduègne.	28
2.2	Occupation des sols du bassin versant du Gazel. D'après les données de CORINE Land Cover (2006).	29
2.3	O. de Serres	29
2.4	Carte géologique du bassin versant du Gazel. D'après les données du BRGM (Elmi <i>et al.</i> , 1996).	30
2.5	Cumul mensuel moyenné des précipitations (en mm), en haut, et cumul moyen par jour de pluie (en mm), en bas, au pluviomètre Météo France du Pradel sur la période 1958-2000.	32
2.6	Le triangle des textures (United States Department of Agriculture) pour le sol étudié.	33
2.7	Schéma des parcelles.	35
2.8	Photos des deux interrangs de vigne étudiés.	36
2.9	Photos de gouttière	37

3.1	Photographie du simulateur de pluie.	42
3.2	Schéma du simulateur. Dans ce cas de figure, des bouchons ont été vissés sur deux tiers des inserts.	42
3.3	Gicleur utilisé pour les simulations de pluie	43
3.4	Schéma d'un capteur diélectrique	47
3.5	Les différents protocoles utilisés pour les simulations de pluie.	49
3.6	Profil de teneur en eau pour la parcelle A Nord à 1.2m de l'exutoire (en haut) lors de l'expérience du 10 juin 06 et pour la parcelle A Sud à 1.2 m (au milieu) et à 4m de l'exutoire (en bas) lors de l'expérience du 14 juin 06.	54
3.7	Évolution de la teneur en eau mesurée avec le capteur diélectrique pendant l'expérience n°22.	55
3.8	Temps d'apparition du ruissellement en fonction de l'intensité de pluie pour trois conditions initiales différentes : "sèche" en haut (dernière pluie antérieure à 72 h), "humide" en bas (dernière pluie inférieure à 12 h) et "intermédiaire" au centre (dernière pluie comprise entre 12 h et 72 h).	57
3.9	Détention récupérable après arrêt de la pluie en fonction du ruissellement pour l'interrang désherbé (en haut) et enherbé (en bas). Les droites de régression sont calculées uniquement sur les parcelles A de chaque interrang.	58
3.10	Débit moyen du ruissellement en régime permanent en fonction de la longueur de versant arrosée pour la parcelle désherbé (en haut) et en enherbé (en bas).	60
3.11	Infiltration en régime permanent en fonction de l'intensité de pluie pour différentes parcelles et différentes longueurs arrosées. Les résultats des simulations de pluie effectuées par Leonard (2003) ont également été rajoutés.	61
3.12	Exemple d'expérience suivant le protocole 3.	63
3.13	Influence de l'intensité de pluie (à gauche) et de la longueur de versant (à droite) sur le déficit de ruissellement par intermittence (DRi)	64
3.14	Exemple d'expérience suivant le protocole 4.	65
4.1	Débitmètre utilisé pour mesurer le ruissellement	69
4.2	Panneau d'acquisition	70
4.3	Exemple de données avant (à gauche) et après traitement (à droite) d'un débitmètre.	71
4.4	Cumul de pluie journalier minimum pour créer du ruissellement	72
4.5	Cumul moyen de pluie sur toutes les parcelles avant l'apparition du ruissellement pour les événements ruisselants et cumul de pluie insuffisant pour former du ruissellement pour les événements non ruisselants en fonction du nombre de jours séparant l'évènement de la dernière pluie.	75
4.6	Cumul de ruissellement en fonction de l'indice des précipitations antérieures pour une décroissance exponentielle de cet indice ($IPA(t) = IPA(t = 0) * k^t$ entre deux pluies) selon un rapport k valant 0.85 et une valeur de t exprimée en jour.	75

4.7	Cumul de ruissellement pour chaque événement ruisselant pour la parcelle dés herbée. Les nombres placés en haut correspondent aux cumuls de pluie de chaque événement dont la date est notée en bas.	77
4.8	Cumul de ruissellement pour chaque événement ruisselant pour la parcelle enherbée. Les nombres placés en haut correspondent aux cumuls de pluie de chaque événement dont la date est notée en bas.	78
4.9	Régression linéaire entre le logarithme du cumul de ruissellement de chaque parcelle et la longueur de versant pour deux événements.	79
4.10	Coefficients de la pente des régressions linéaires α entre le logarithme du cumul de ruissellement et la longueur de versant pour chaque événement et pour chaque parcelle en fonction du cumul de ruissellement moyen.	80
4.11	Cumul de ruissellement moyen en fonction du cumul, de la durée, de l'intensité moyenne et de l'intensité maximale sur 5 s.	82
4.12	Cumul de ruissellement moyen de chaque événement en fonction du cumul de pluie corrigée (cumul des pluies d'intensité supérieure à 20 mm/h dans ce cas). .	83
5.1	Perméamètre à charge variable	87
5.2	Conductivité hydraulique à saturation de la céramique pour différentes charges (entre 8 et 43 cm).	87
5.3	Courbes de rétention obtenue par méthode WIND et par le calage du modèle de Mualem-Van Genuchten.	88
5.4	Distribution volumique des tailles de pores d'un échantillon de céramique. . . .	89
5.5	Évolution en fonction du temps de la hauteur d'eau mesurée (à gauche) et des résidus par rapport à la régression linéaire entre le logarithme de la hauteur d'eau et le temps (à droite).	90
5.6	Simulateur de pluie utilisé.	91
5.7	Goutteur du simulateur de pluie.	91
5.8	Hétérogénéité du simulateur de pluie.	92
5.9	Schéma de la cuve de ruissellement.	94
5.10	Photos de la cuve de ruissellement.	95
5.11	Les différents types de microtopographie utilisés	97
5.12	Expérience n°11 de simulation de pluie en laboratoire.	100
5.13	Reproductibilité des expériences.	102
5.14	Influence du serrage sur le ruissellement (Expériences n°9, 1 et 2).	104
5.15	Influence de l'agencement des céramiques sur le ruissellement (Expériences n°9, 14, 11 et 13).	105
5.16	Influence de la microtopographie sur le ruissellement (Expériences n°9, 4, 5 et 11). .	107
5.17	Influence de la pente sur le ruissellement sans microtopographie (Expériences n°8, 9 et 6).	109
5.18	Influence de la pente sur le ruissellement avec microtopographie (Expériences n°4 et 7).	110

5.19	Ecart-relatif entre le ruissellement moyen d'une pluie intermittente avec le ruissellement en régime pseudo-permanent d'une pluie continue de même intensité moyenne en fonction de l'intensité de pluie (à gauche) et de la pente (à droite) pour différentes hauteurs de microtopographie (en cm).	113
5.20	Cas particulier de l'expérience n°3. La "référence" correspond à l'expérience n°9.	114
6.1	Effet de la microtopographie pour 4 écart-types différents de l'altitude de la microtopographie (0, 1.5 mm, 2.8 mm et 5 mm) sur le ruissellement et l'écart-relatif pour la parcelle sans microtopographie (et=0 mm).	122
6.2	Effet de la longueur sur le ruissellement pour 3 longueurs (2 m, 4 m et 8 m) en intensité (en haut) et en écart relatif (en bas) par rapport à la parcelle de 2 m. .	123
6.3	Infiltration en régime pseudo-permanent en fonction de l'intensité de pluie pour un plan incliné et une conductivité à saturation uniforme.	124
6.4	Comparaison d'une répartition hétérogène et aléatoire (notée "aléatoire") et d'une répartition uniforme (notée "uniforme") de la conductivité à saturation pour une série de pluie d'intensités croissantes allant de 75 à 150 mm/h.	125
6.5	Effet d'une répartition de Ks fonction de l'altitude de la microtopographie sur l'infiltration en régime quasi-permanent en fonction de l'intensité de pluie pour deux écart-types de microtopographie (1.5 et 2.8 mm).	126
6.6	Comparaison du modèle avec l'expérience du 23 mai 06 (en haut) et du 7 juin 08 (en bas) pour différentes conductivités (K).	128
7.1	Schéma de l'écoulement sur une surface avec une microtopographie. D'après Hillel (1980).	132
7.2	Cuvettes théorique (à gauche) et discrétisée (à droite) utilisée pour le modèle. hm et lm représentent respectivement la taille de la maille en hauteur et en largeur .	132
7.3	Exemple de parcelle avec ses cuvettes. Les flèches indiquent le sens d'écoulement.	133
7.4	Influence du tirage aléatoire des cuvettes sur le ruissellement. Ce graphique représente la moyenne et l'écart-type sur 15 tirages différents.	135
7.5	Sensibilité de la conductivité (K_{min}), du facteur d'augmentation (fa), du potentiel de front (h_F), du coefficient de débit (Ce) et du <i>Seuil</i> sur le ruissellement maximal (R_{max}), le temps d'apparition du ruissellement (tr) et le temps de montée (tm).	137
7.6	Effet de l'intensité de pluie sur l'infiltration en régime permanent pour 3 valeurs de fa	138
7.7	Effet de la longueur de versant sur le ruissellement pour une intensité de 100 mm/h.	139
7.8	Ecart relatif entre les parcelles de 2, 4 et 8 m par rapport à la parcelle de 1 m. .	140
7.9	Effet de la longueur de versant pour différentes longueurs (1, 2, 4 et 8 m) et pour différentes intensités (50, 100 et 150 mm/h) en régime permanent.	140
7.10	Effet d'une pluie intermittente sur le ruissellement pour différentes longueurs de parcelles (1, 2, 4 et 8 m)	141

7.11	Effet d'une pluie intermittente sur le cumul de ruissellement (à gauche) et sur le ruissellement maximal (à droite) pour différentes longueurs de parcelles (1, 2, 4 et 8 m)	141
7.12	Comparaison de l'hydrogramme "comprimé" d'une pluie intermittente (créneaux de 10 min de pluie/10 min d'arrêt) et l'hydrogramme d'une pluie continue de même cumul et de même intensité maximale.	142
7.13	Relation entre la lame d'eau présente en surface et le déficit de ruissellement par intermittence (DRi).	143
7.14	Comparaison du modèle, avec une augmentation linéaire et exponentielle de la conductivité, avec les observations au niveau de l'infiltration en régime quasi-permanent pour la parcelle désherbée (à gauche) et enherbée (à droite).	145
7.15	Comparaison du modèle avec les observations pour la parcelle A désherbée avec les paramètres re-calés pour l'expérience ("calage expérience") et avec les paramètres globaux de la parcelle ("calage parcelle").	146
7.16	Comparaison du modèle avec les observations pour la parcelle A enherbée avec les paramètres re-calés pour l'expérience ("calage expérience") et avec les paramètres globaux de la parcelle ("calage parcelle").	147
C.1	Influence de l'agencement des céramiques sur le ruissellement (Expériences n°9, 14, 11 et 13).	208

Liste des tableaux

1.1	Principales fonctions utilisées pour modéliser l’infiltration en fonction du temps (i(t)). D’après Musy et Gigy (2004).	15
2.1	Flux finaux stabilisés par infiltrométrie à disque.	34
3.1	Débit des gicleurs (en L/min). D’après les données constructeur.	43
3.2	Tableau récapitulant toutes les expériences avec les différentes conditions et les différents protocoles utilisés.	52
3.3	Résultats des expériences suivant le protocole P4.	65
4.1	Tableau récapitulant tous les évènements pluvieux.	73
4.2	Délai (en s) entre le pic de précipitation et le pic de ruissellement pour 4 évènements.	76
5.1	Distribution granulométrique des gouttes de pluie en diamètre et en vitesse pour deux intensités de pluie. D’après Grangeon (2009).	91
5.2	Caractéristiques des espacements en mm des deux agencements “ordonné” et “désordonné”.	96
5.3	Tableau récapitulant toutes les expériences de simulation de pluie en laboratoire.	98
5.4	Détention superficielle théorique en mm due à la microtopographie en fonction de la hauteur de la microtopographie et déficit de ruissellement par intermittence pour différentes intensités de pluie en fonction de la hauteur de la microtopographie. En général, les pluies intermittentes étaient composées de 5 min de pluie et de 5 min d’arrêt sauf pour les données marquées : a correspond à une pluie de 10 min et 10 min d’arrêt	112
7.1	Résultats des régressions linéaires ($y = a \cdot x + b$) pour différents durées de créneau entre le DRi (y) et la lame d’eau présente en surface (x).	143
7.2	Estimation de la qualité de différents calages.	145

Bibliographie

- Ahuja L. R.** (1974). Applicability of the Green-Ampt approach to water infiltration through surface crust. *Soil Sci.* **118**, pp. 283–288.
- Ahuja L. R.** (1983). Modeling infiltration into crusted soils by the Green-Ampt approach. *Soil Science Society of America Journal* **47**, pp. 412–418.
- Allmaras P., Burwell R., Larson W. et Holt R.** (1966). Total porosity and random roughness of the interrow zone as influenced by tillage. *USDA Conserv. Res. Rep.* **7**, pp. 1–14.
- Andrianjakamanarivo F., Bosquet Y. et Eldin C.** (2008). *Conception d'un seuil hydraulique de mesure des débits*. Mémoire de M1, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Angermann T., Wallender W. W., Wilson B. W., Werner I., Hinton D. E., Oliver M. N., Zalom F. G., Henderson J. D., Oliveira G. H., Deanovic L. A., Osterli P. et Krueger W.** (2002). Runoff from orchard floors - micro-plot field experiments and modeling. *Journal of Hydrology* **265**(1-4), pp. 178–194.
- Asseline J. et Valentin C.** (1978). Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* **15**(4), pp. 321–349.
- Auzet A., Poesen J. et Valentin C.** (2002). Soil patterns as a key controlling factor of water erosion. *Catena* **46**, pp. 2–3.
- Beven K.** (1983). Surface water hydrology - runoff generation and basin structure. *Reviews of geophysics and space physics* **21**(3), pp. 721–730.
- Beven K. et Germann** (1982). Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research* **18**(5), pp. 1311–1325.
- Binley A., Elgy J. et Beven K.** (1989). A physically based model of heterogeneous hillslopes .1. runoff production. *Water Resources Research* **25**(6), pp. 1219–1226.
- Blöschl G. et Sivapalan M.** (1995). Scale issues in hydrological modelling- a review. *Hydrological Processes* **9**, pp. 251–290.

- Bouma J., Hillel D., Hole F. et Amerman C.** (1971). Field measurement of unsaturated hydraulic conductivity by infiltration through artificial crusts. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* **35**, pp. 362–364.
- Bradford J. et Huang C.** (1992). *Mechanisms of crust formation : physical components*. (Lewis Publishing éd.), pp. 55–72. Ann Arbor, Mich. : M. Summer, B. Stewart.
- Braud I., Vich A. I. J., Zuluaga J., Fornero L. et Pedrani A.** (2001). Vegetation influence on runoff and sediment yield in the andes region : observation and modelling. *Journal of Hydrology* **254**(1-4), pp. 124–144.
- Bryan R. et Poesen J.** (1989). Laboratory experiments on the influence of slope length on runoff, percolation and rill development. *Earth Surface Processes and Landforms* **14**(3), pp. 211–231.
- Calvet R.** (2003). *Le sol. Propriétés et fonctions*. (France Agricole éd.). Issoudun : Dunod, pp. 455.
- Casenave A.** (1982). Le mini-simulateur de pluie. conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* **XIX**(4), pp. 207–227.
- Casenave A. et Valentin C.** (1989). *Les états de surface de la zone sahélienne*. ORSTOM, pp. 229.
- Cey E. E. et Rudolph D. L.** (2009). Field study of macropore flow processes using tension infiltration of a dye tracer in partially saturated soils. *Hydrological Processes* **23**(12), pp. 1768–1779.
- Chahinian N., Moussa R., Andrieux P. et Voltz M.** (2006). Accounting for temporal variation in soil hydrological properties when simulating surface runoff on tilled plots. *Journal of Hydrology* **326**(1-4), pp. 135–152.
- Chaplot V. et Bissonnais Y. L.** (2000). Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms* **25**(2), pp. 145–153.
- CORINE Land Cover** (2006). Occupation des sols. [http ://www.ifen.fr/bases-de-donnees/occupation-des-sols-corine-land-cover.html](http://www.ifen.fr/bases-de-donnees/occupation-des-sols-corine-land-cover.html).
- Corradini C., Melone F. et Smith R. E.** (1994). Modeling infiltration during complex rainfall sequences. *Water Resources Research* **30**(10), pp. 2777–2784.
- CTGREF** (1980). Estimation du débit de crue décennal sur un bassin versant non jaugé : la méthode CRUPEDIX. *Informations techniques du CTGREF* **40**(3).
- Darboux F.** (1999). *Modélisations numérique et expérimentale du ruissellement : Effet de la rugosité sur les distances de transfert*. Thèse de Doctorat, Université Rennes 1.

- de Serres O.** (1873). *Du devoir du mesnager, ou L'art de bien cognoistre et choisir les terres : le théâtre d'agriculture et mesnage des champs (Nouvelle édition conforme au texte)*. Paris : A.Sagnier, pp. 1545.
- Delrieu G.** (2003). The cevennes-vivarais mediterranean hydro-meteorological observatory. *Houille Blanche-Revue Internationale de l'eau* **6**, pp. 83–88.
- Delrieu G., Ducrocq V., Gaume E., Nicol J., Payrastre O., Yates E., Kirstetter P. E., Andrieu H., Ayrat P. A., Bouvier C., Creutin J. D., Livet M., Anquetin S., Lang M., Neppel L., Obled C., du Chatelet J. P., Saulnier G. M., Walpersdorf A. et Wobrock W.** (2005). The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the Gard region, France : A first case study for the Cevennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* **6**(1), pp. 34–52.
- Deploey J., Savat J. et Moeyersons J.** (1976). Differential impact of some soil loss factors on flow, runoff creep and rainwash. *Earth Surface Processes and Landforms* **1**(2), pp. 151–161.
- Descroix L., Nouvelot J. F. et Vauclin M.** (2002). Evaluation of an antecedent precipitation index to model runoff yield in the western sierra madre (north-west mexico). *Journal of Hydrology* **263**(1-4), pp. 114–130.
- Djorovic M.** (1980). *Slope effect on runoff and erosion*, pp. 215–225. M. De Boodt and D. Gabriels.
- Duband D., Obled C. et Rodriguez J.** (1993). Unit hydrograph revisited : an alternate iterative approach to uh and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology* **150**(1), pp. 115–149.
- Dubreuil P. L.** (1985). Review of field observations of runoff generation in the Tropics. *Journal of Hydrology* **80**(3-4), pp. 237–264.
- Duley F. et Ackerman F.** (1934). Run-off and erosion from plots of different length. *J. Agric. Res.* **48**, pp. 505–510.
- Dunne T.** (1978). *Field studies of hillslope flow processes* (Wiley éd.), pp. 227–293. M.J. Kirkby.
- Dunne T., Zhang W. H. et Aubry B. F.** (1991). Effects of rainfall, vegetation, and micro-topography on infiltration and runoff. *Water Resources Research* **27**(9), pp. 2271–2285.
- Elmi S., Busnardo R., Clavel B., Camus G., Kieffer G., Bérard P. et Michaëly B.** (1996). Carte géologique de la France à 1/50000 - Aubenas.
- Es H. V., Cassel D. et Daniels R.** (1991). Infiltration variability and correlations with surface properties for an eroded hapludult. *Soil Science Society of America Journal* **55**, pp. 496–491.

- Esteves M., Faucher X., Galle S. et Vauclin M.** (2000). Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain : numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology* **228**(3-4), pp. 265–282.
- Esteves M. et Lapetite J. M.** (2003). A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment : a case study in Niger. *Catena* **50**(2-4), pp. 255–271.
- Fang H., Cai Q., Chen H. et Li Q.** (2008). Effect of rainfall regime and slope on runoff in a gullied loess region on the loess plateau in china. *Environmental Management* **42**, pp. 402–411.
- Fiener P. et Auerswald K.** (2005). Measurement and modeling of concentrated runoff in grassed waterways. *Journal of Hydrology* **301**(1-4), pp. 198–215.
- Flanagan D., Foster G. et Moldenhauer W.** (1987). Storm pattern effect on infiltration, runoff, and erosion. *Transactions of the Asae* **31**(2), pp. 414–420.
- Fox D. M., Bryan R. B. et Price A. G.** (1997). The influence of slope angle on final infiltration rate for interrill conditions. *Geoderma* **80**(1-2), pp. 181–194.
- Freeze R.** (1980). A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resources Research* **16**(2), pp. 391–408.
- Gomi T., Sidle R. C., Miyata S., Kosugi K. et Onda Y.** (2008). Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes : Scale effects and runoff transfer. *Water Resour. Res.* **44**(8), pp. 16.
- Gonzalez-Camacho J. M., Munoz-Hernandez B., Acosta-Hernandez R. et Mailhol J. C.** (2006). Kinematic wave model adapted to irrigation with closed-end furrows. *Agrociencia* **40**(6), pp. 731–740.
- Grangeon T.** (2009). *Etude de l'érodibilité des sols face aux pluies : approche granulométrique*. Mémoire de M2R, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Green W. H. et Ampt G. A.** (1911). Studies on soil physics. 1. the flow of air and water through soils. *J. Agr. Sci.* **4**, pp. 23.
- Grésillon J.** (1994). *Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Approches numériques et expérimentales à différentes échelles*. Habilitation à diriger des recherches, Université Joseph Fourier.
- Hawkins R. H.** (1982). Interpretation of source-area variability in rainfall-runoff relationships. In V. P. Singh (Ed.), *Rainfall-Runoff Relationships*, pp. 303–324. Fort Collins, Colorado : Water Resources Publications.
- Heggen R. J.** (2001). Normalized antecedent precipitation index. *Journal of Hydrologic Engineering* **6**(5), pp. 377–381.

- Hillel D.** (1980). *Applications of soil physics*. London : Academic Press, Inc., pp. 385.
- Hillel D. et Gardner W.** (1969). Steady infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.* **108**, pp. 137–142.
- Hillel D. et Gardner W.** (1970). Transient infiltration into crust-topped profiles. *Soil Sci.* **109**, pp. 69–76.
- Hino M., Fujita K. et Shutto H.** (1987). A laboratory experiment on the role of grass for infiltration and runoff processes. *Journal of Hydrology* **90**(3-4), pp. 303–325.
- Hino M., Odaka Y., Nadaoka K. et Sato A.** (1988). Effect of initial soil moisture content on the vertical infiltration process – a guide to the problem of runoff-ratio and loss. *Journal of Hydrology* **102**(1-4), pp. 267 – 284.
- Horton R.** (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *American Geophysical Union Transactions* **14**, pp. 446–460.
- Howes D. A. et Abrahams A. D.** (2003). Modeling runoff and runoff in a desert shrubland ecosystem, Jornada Basin, New Mexico. *Geomorphology* **53**(1-2), pp. 45–73.
- Huang C. et Bradford J.** (1990). Depression storage for markov-gaussian surfaces. *Water Resources Research* **26**(9), pp. 2235–2242.
- Janeau J. L., Bricquet J. P., Planchon O. et Valentin C.** (2003). Soil crusting and infiltration on steep slopes in northern thailand. *European Journal of Soil Science* **54**(3), pp. 543–553.
- Joel A., Messing I., Seguel O. et Casanova M.** (2002). Measurement of surface water runoff from plots of two different sizes. *Hydrological Processes* **16**(7), pp. 1467–1478.
- Julien P. Y. et Moglen G. E.** (1990). Similarity and length scale for spatially varied overland-flow. *Water Resources Research* **26**(8), pp. 1819–1832.
- Kinnell P. I. A.** (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction : a review. *Hydrological Processes* **19**(14), pp. 2815–2844.
- Kohler M. et Linsley R.** (1951). Predicting the runoff from storm rainfall. *Weather Bureau, U.S. Dep. of Commerce* **34**, pp. 9.
- Lafforgue A.** (1977). Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.* **XIV**(4), pp. 299–344.
- Lal R.** (1983). Effects of slope length on runoff from alfisols in western Nigeria. *Geoderma* **31**, pp. 185–193.
- Lal R.** (1997). Soil degradative effects of slope length and tillage methods on alfisols in western Nigeria. 1.Runoff, erosion and crop response. *Land Degradation & Development* **8**(3), pp. 201–219.

- Laloy E. et Biielders C. L.** (2008). Plot scale continuous modelling of runoff in a maize cropping system with dynamic soil, surface properties. *Journal of Hydrology* **349**(3-4), pp. 455–469.
- Leonard M.** (2003). *L'érosion hydrique des sols cultivés : analyse systémique et propositions de gestion. Application aux vignobles d'Ardèche méridionale*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.
- Liu Q. Q. et Singh V. P.** (2004). Effect of microtopography, slope length and gradient, and vegetative cover on overland flow through simulation. *Journal of Hydrologic Engineering* **9**(5), pp. 375–382.
- MacCormack R.** (1969). *The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering*. New-York : Am. Inst. Aeronaut. Astronaut., pp. 69–354.
- Mein R. G. et Larson C. L.** (1973). Modeling the infiltration during a steady rain. *Water Resources Research* **9**, pp. 384–394.
- Météo France** (2001). Pluies extrêmes sur le sud de la france. [http ://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom/](http://www.languedoc-roussillon.ecologie.gouv.fr/meteocdrom/).
- Morris E. et Woolhiser D.** (1980). Unsteady one-dimensional flow-over a plane : Partial equilibrium and recession hydrographs. *Water Resources Research* **16**(2), pp. 355–360.
- Moussa R. et Bocquillon C.** (1996). Algorithms for solving the diffusive wave flood routing equation. *Hydrological Processes* **10**, pp. 105–123.
- Mualem Y.** (1976). New model for predicting hydraulic conductivity of unsaturated porous-media. *Water Resources Research* **12**(3), pp. 513–522.
- Musy A. et Gigy C.** (2004). *Hydrologie, science de la nature*. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes, pp. 314.
- Musy A. et Soutter M.** (1991). *Physique du sol*. Lausanne : Presses polytechniques et universitaires romandes, pp. 348.
- Nash J. et Sutcliffe J.** (1970). River flow forecasting through conceptual models. 1, a discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**(1), pp. 282–290.
- Nord G. et Esteves M.** (2005). PSEM_2D : A physically based model of erosion processes at the plot scale. *Water Resources Research* **41**(8), pp. 14.
- Pan C. Z. et Shangguan Z. P.** (2006). Runoff hydraulic characteristics and sediment generation in sloped grassplots under simulated rainfall conditions. *Journal of Hydrology* **331**(1-2), pp. 178–185.
- Pansu M. et Gautheyrou J.** (2003). *L'analyse du sol minéralogique, organique et minérale*. Bonchamp-lès-Laval : Springer, pp. 993.

- Parlange J. Y., Hogarth W. L. et Parlange M.** (1984). Optimal analysis of a surface crust. *Soil Science Society of America Journal* **48**, pp. 494–497.
- Parsons A. et Stone P.** (2006). Effects of intra-storm variations in rainfall intensity on interrill runoff and erosion. *CATENA* **67**(1), pp. 68 – 78.
- Parsons A. J., Brazier R. E., Wainwright J. et Powell D. M.** (2006). Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* **31**(11), pp. 1384–1393.
- Philip J. R.** (1957). Numerical solution of equations of the diffusion type with diffusivity concentration-dependent. *Aust. J. Phys.* **10**, pp. 29–42.
- Poesen J.** (1984). The influence of slope angle on infiltration rate and hortonian overland flow volume. *Zeitschrift für Geomorphologie* **49**, pp. 117–131.
- Rawls W., Brakensiek D., Simanton J. et Kohl K.** (1990). Development of a crust factor for a Green-Ampt model. *Transactions of the Asae* **33**, pp. 1224–1228.
- Ribolzi O., Bariac T., Bresson L., Dupin B., Keooudone K., Phanthavong K., Richard P., Thiebaut J. P., Silvera N., Soullilab B., Valentin C. et Vandervaere J. P.** (2004). Why does infiltration rate increase with slope gradient ? Luang Phrabang, Laos.
- Richards L.** (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* **1**, pp. 318–333.
- Ruy S., Findeling A. et Chadoeuf J.** (2006). Effect of mulching techniques on plot scale runoff : FDTF modeling and sensitivity analysis. *Journal of Hydrology* **326**(1-4), pp. 277–294.
- Schipman A. J.** (2002). *Variabilité à petite échelle du fonctionnement hydrodynamique d'un versant prairial : étude expérimentale et modélisation*. Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier.
- Servat D.** (2000). *Modélisation de dynamiques de flux par agents. Application aux processus de ruissellement, infiltration et érosion*. Thèse de Doctorat, Université Paris VI.
- Sharma K.** (1986). Runoff behavior of water harvesting macrocatchments. *Agric. Water Manage.* **11**, pp. 137–144.
- Sharma K., Singh H. et Pareek O.** (1983). Rainwater infiltration into a bare loamy sand. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* **28**(3), pp. 417–424.
- Sharma M. L., Gander G. A. et Hunt C. G.** (1980). Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology* **45**(1-2), pp. 101–122.
- Singh V. P.** (2005). Effects of storm direction and duration on infiltrating planar flow with partial coverage. *Hydrol. Process.* **19**(4), pp. 969–992.

- Sisson J. et Wierenga P.** (1981). Spatial variability of steady-state infiltration rates as a stochastic process. *Soil Science Society of America Journal* **45**, pp. 699–704.
- Smith R. et Hebbert R.** (1979). Monte-carlo analysis of the hydrologic effects of spatial variability of infiltration. *Water Resources Research* **15**(2), pp. 419–429.
- Smith R. E., Corradini C. et Melone F.** (1993). Modeling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resources Research* **29**(1), pp. 133–144.
- Sneddon J. et Chapman T.** (1989). Measurement and analysis of depression storage on a hillslope. *Hydrological Processes* **3**, pp. 1–13.
- Starr J.** (1990). Spatial and temporal variation of ponded infiltration. *Soil Science Society of America Journal* **54**, pp. 629–636.
- Stomph T. J., Ridder N. D., Steenhuis T. S. et van de Giesen N. C.** (2002). Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics : Laboratory validation of a process-based model. *Earth Surface Processes and Landforms* **27**(8), pp. 847–855.
- Stomph T. J., Ridder N. D. et van de Giesen N. C.** (2001). A flume design for the study of slope length effects on runoff. *Earth Surface Processes and Landforms* **26**(6), pp. 647–655.
- Stone J. J., Paige G. B. et Hawkins R. H.** (2008). Rainfall intensity-dependent infiltration rates on rangeland rainfall simulator plots. *Transactions of the Asabe* **51**(1), pp. 45–53.
- Tatard L., Planchon O., Wainwright J., Nord G., Favis-Mortlock D., Silvera N., Ribolzi O., Esteves M. et Huang C. H.** (2008). Measurement and modelling of high-resolution flow-velocity data under simulated rainfall on a low-slope sandy soil. *Journal of Hydrology* **348**(1-2), pp. 1–12.
- Tayfur G., Kavvas M., Govindaraju R. et Storm D.** (1993). Applicability of St-Venant equations for 2-Dimensional overland flows over rough infiltrating surfaces. *Journal of hydraulic engineering-ASCE* **119**(1), pp. 51–63.
- Uijlenhoet R. et Stricker J. N. M.** (1999). A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution. *Journal of Hydrology* **218**(3-4), pp. 101 – 127.
- Valentin C. et Bresson L.** (1992). Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* **55**(3-4), pp. 225–245.
- van de Giesen N. C., Stomph T. J. et de Ridder N.** (2000). Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrological Processes* **14**(1), pp. 165–175.
- Van Genuchten M.** (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Science Society of America Journal* **44**, pp. 892–898.

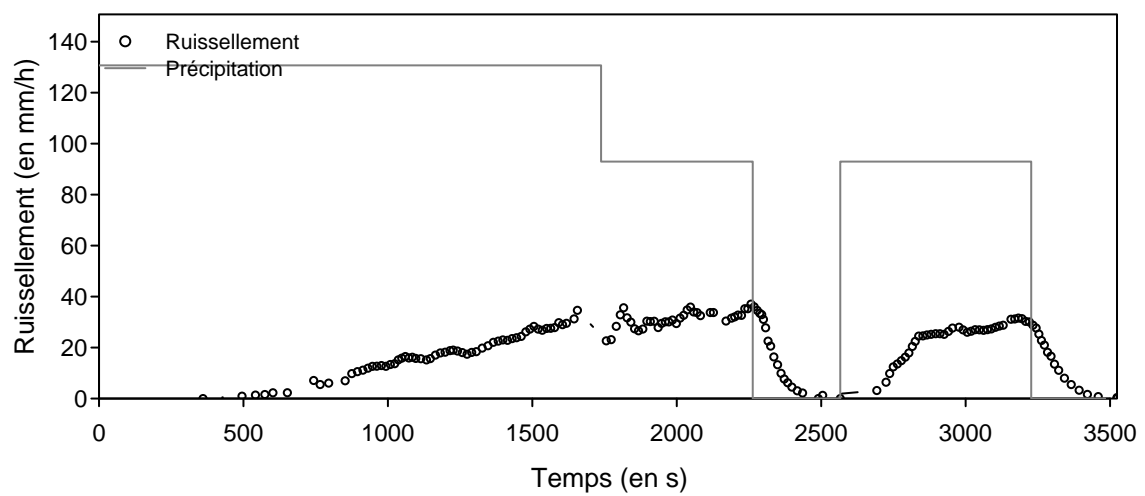
- Vandervaere J., Peugeot C., Vauclin M., Jaramillo R. A. et Lebel T.** (1997). Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *Journal of Hydrology* **188-189**, pp. 203–223.
- Vandervaere J. P., Vauclin M. et Elrick D. E.** (2000). Transient flow from tension infiltrometers : II. four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of America Journal* **64**(4), pp. 1272–1284.
- Vandervaere J. P., Vauclin M., Haverkamp R., Peugeot C., Thony J. et Gilfedder M.** (1998). Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil Sci.* **163**, pp. 9–21.
- Voisin G.** (2006). *Influence d'un couvert herbeux sur le ruissellement. Etude expérimentale en Cévennes - Vivarais et travail de programmation du rôle des racines sur l'infiltration*. Mémoire de M2R, Université Joseph Fourier, Grenoble.
- Wainwright J.** (1996). Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, se france. *Catena* **26**(1-2), pp. 27–47.
- Wainwright J. et Parsons A. J.** (2002). The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients. *Water Resources Research* **38**(12), pp. 10.
- Warrick A. et Nielsen D.** (1977). *Spatial variability of soil physical properties in the field*. San Diego, California : D. Hillel.
- Wei W., Chen L., Fu B., Huang Z., Wu D. et Gui L.** (2007). The effect of land uses and rainfall regimes on runoff and soil erosion in the semi-arid loess hilly area, china. *Journal of Hydrology* **335**(3-4), pp. 247–258.
- Williams J. et Bonell M.** (1988). The influence of scale of measurement on the spatial and temporal variability of the Philip infiltration parameters - an experimental-study in an australian savannah woodland. *Journal of Hydrology* **104**(1-4), pp. 33–51.
- Woolhiser D. A., Smith R. E. et Giraldez J. V.** (1996, Mars). Effects of spatial variability of saturated hydraulic conductivity on hortonian overland flow. *Water Resources Research* **32**(3), pp. 671–678.
- Yair A. et Lavee H.** (1985). Runoff generation in arid and semi-arid zones. In M. G. Anderson et T. P. Burt (Eds.), *Hydrological Forecasting*, pp. 183–220. Chichester : Wiley.
- Zhang W. et Cundy T.** (1989). Modeling of two-dimensional overland-flow. *Water Resources Research* **25**(9), pp. 2019–2035.

Annexes

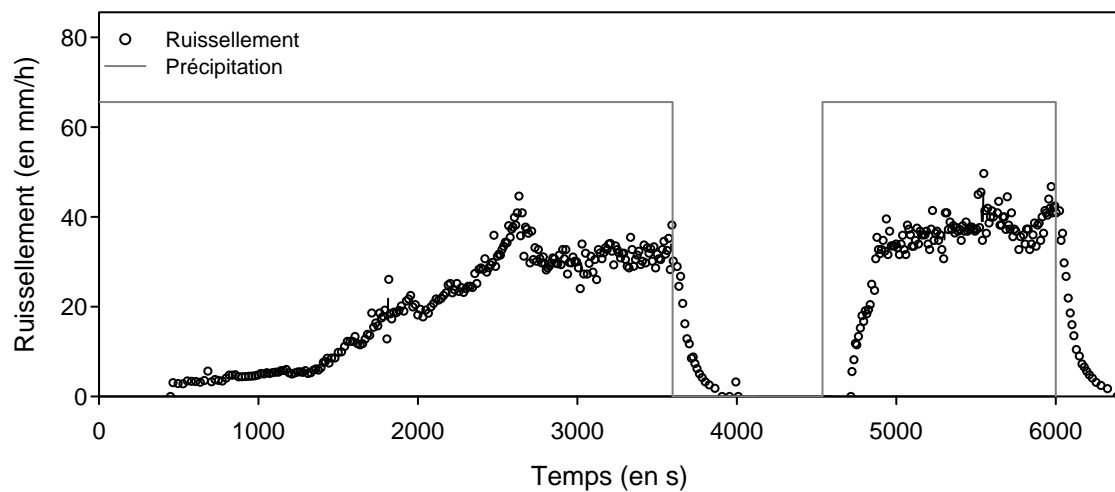
Annexe A

Simulations de pluie au Pradel

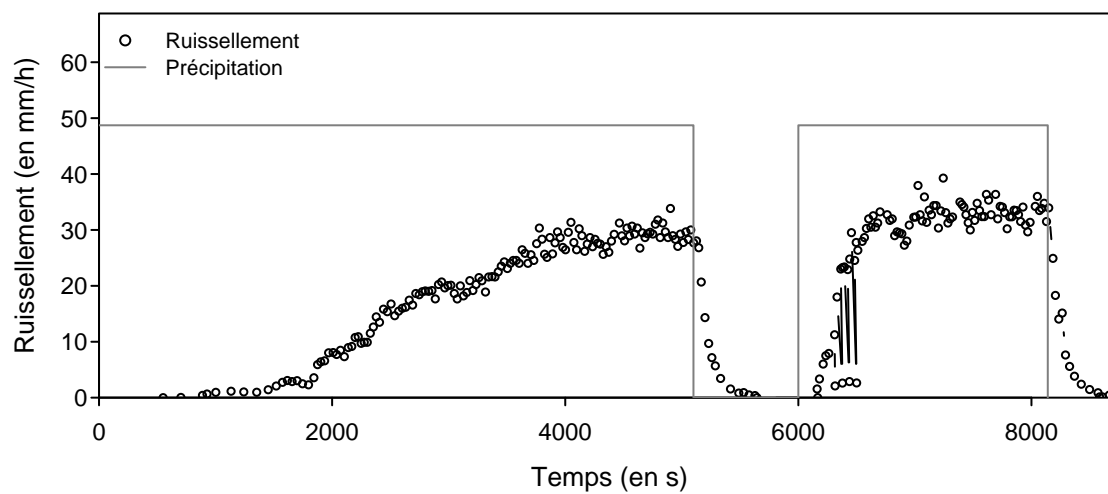
18 avril 06 - Parcelle dés herbée



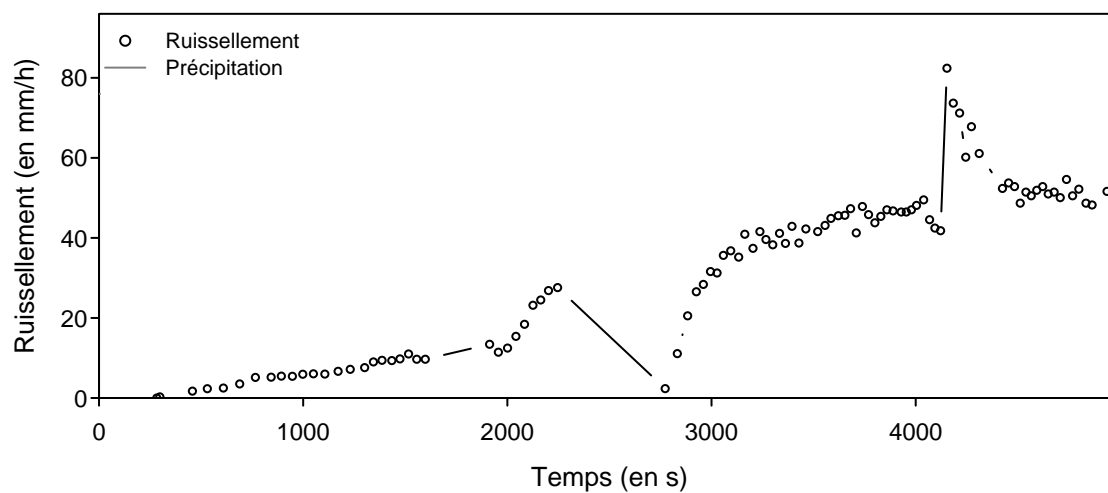
21 avril 06 - Parcelle dés herbée



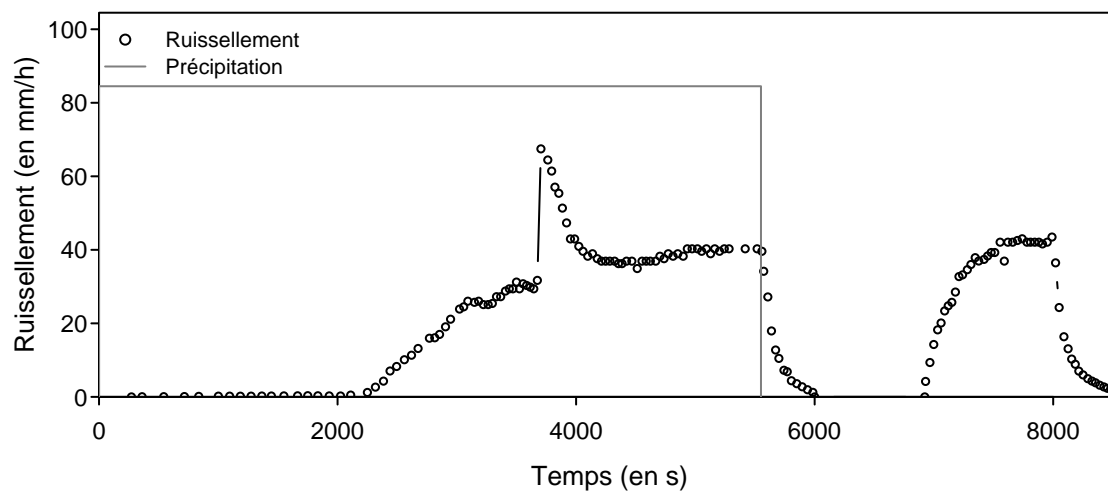
27 avril 06 - Parcelle désherbée



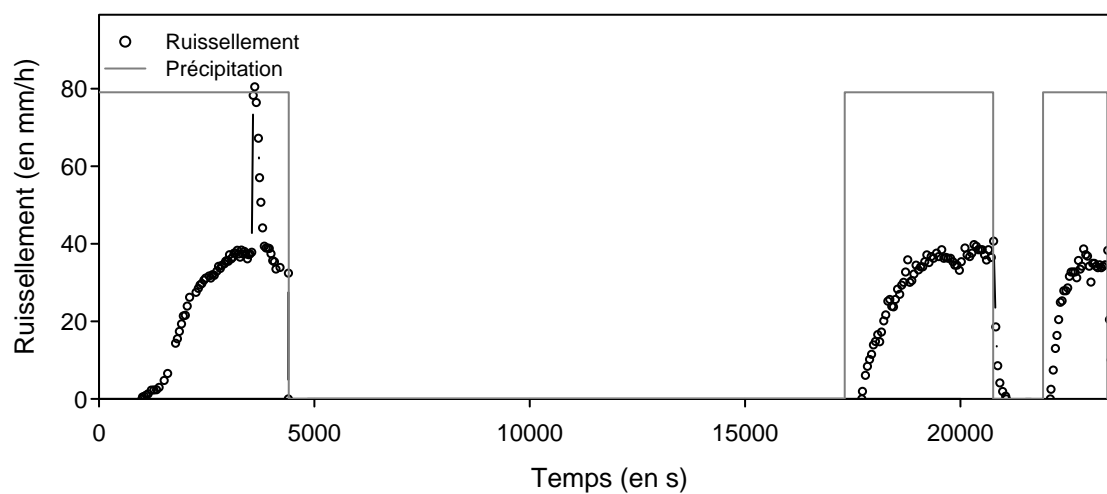
10 mai 06 - Parcelle enherbée avec passage de 4m à 2m de longueur (Données de pluie non disponibles)



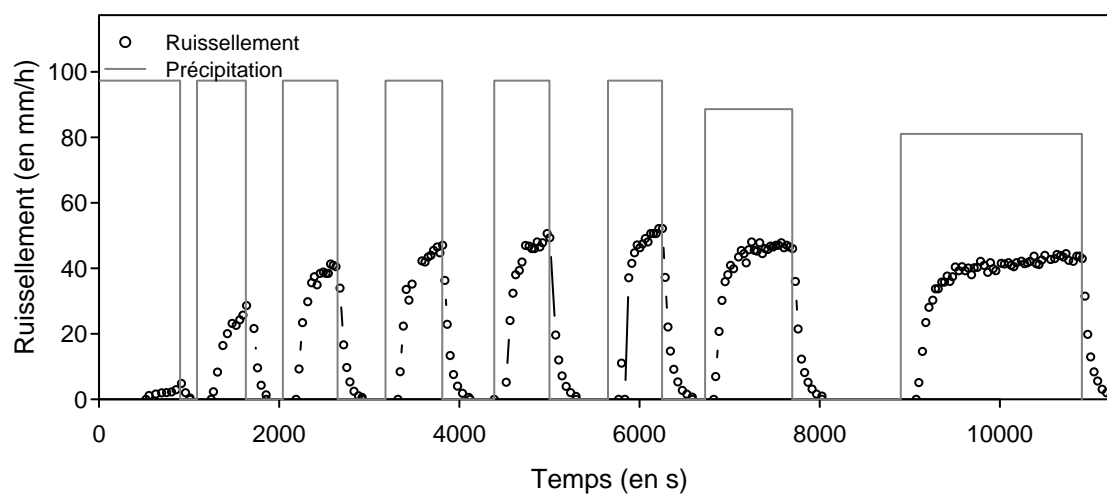
16 mai 06 - Parcelle enherbée avec passage de 4 m à 2 m de longueur au premier créneau



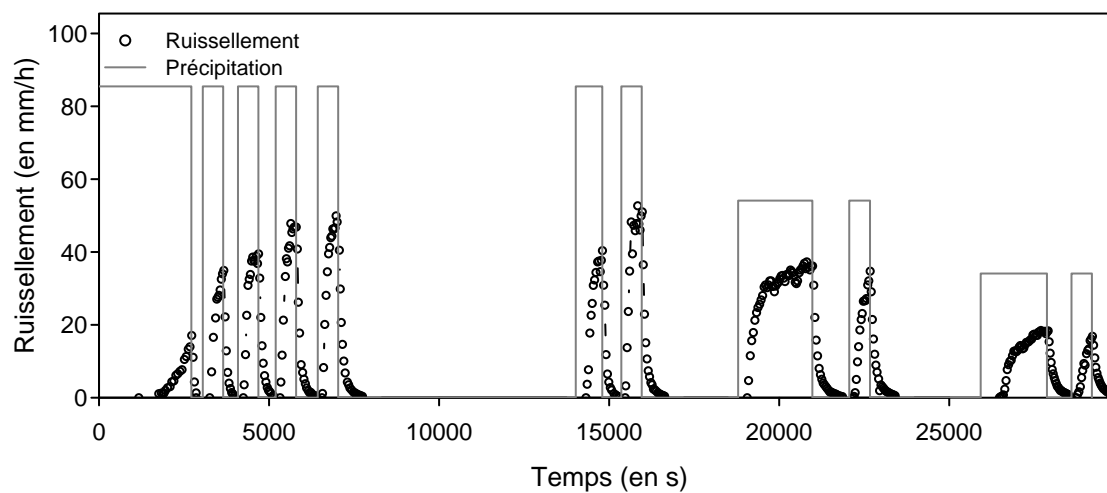
17 mai 06 - Parcelle désherbée avec passage de 4 m à 2 m de longueur au premier créneau



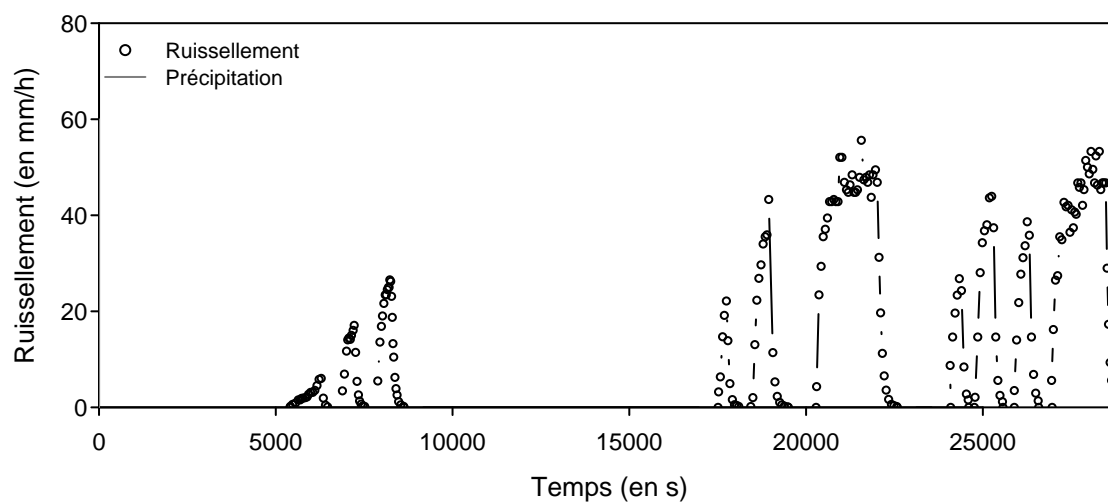
23 mai 06 - Parcelle désherbée



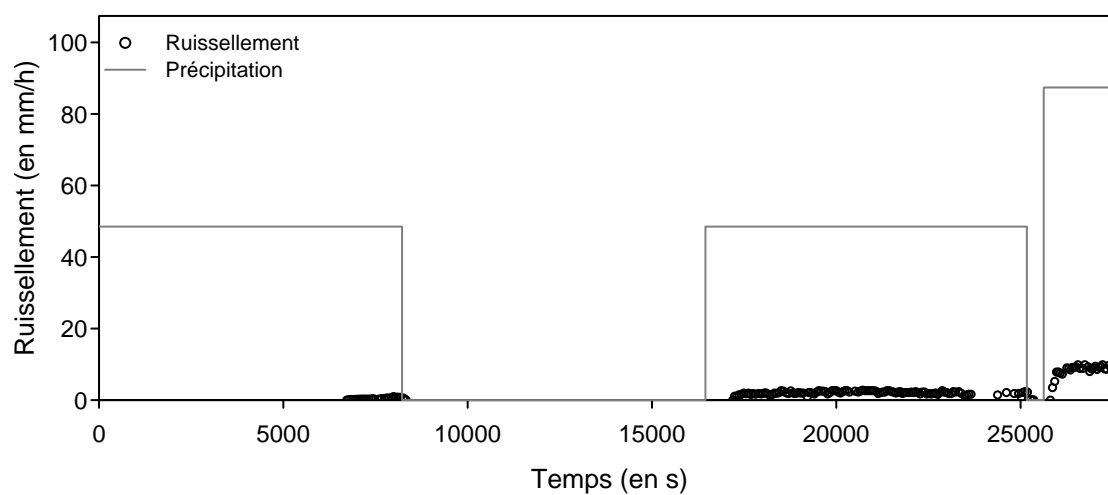
24 mai 06 - Parcelle enherbée



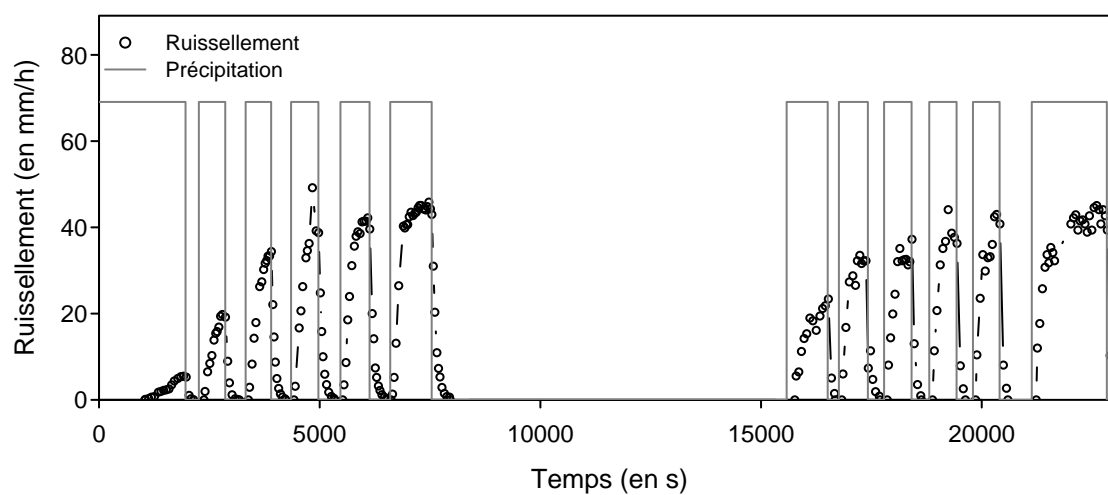
6 juin 06 - Parcelle désherbée (Données de pluie non disponibles)



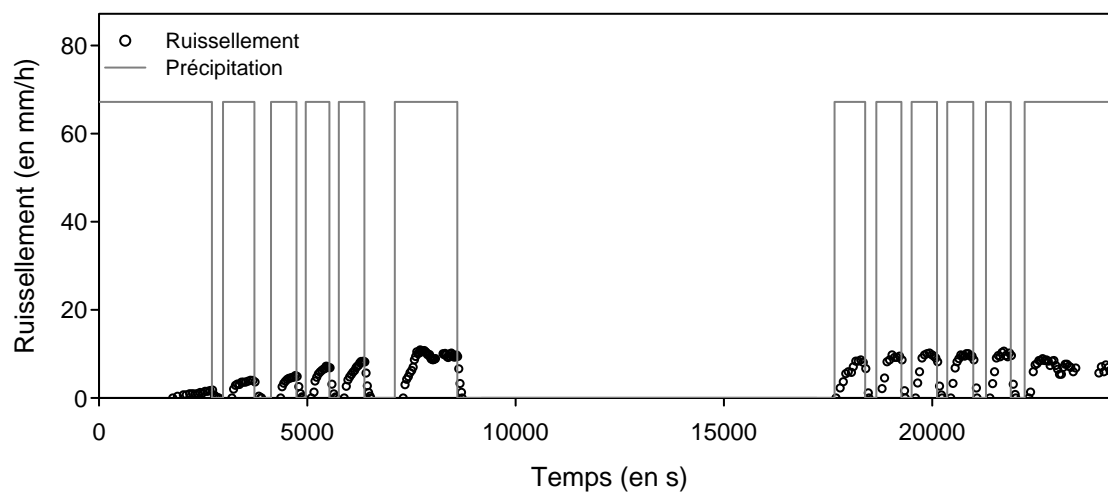
7 juin 06 - Parcelle enherbée



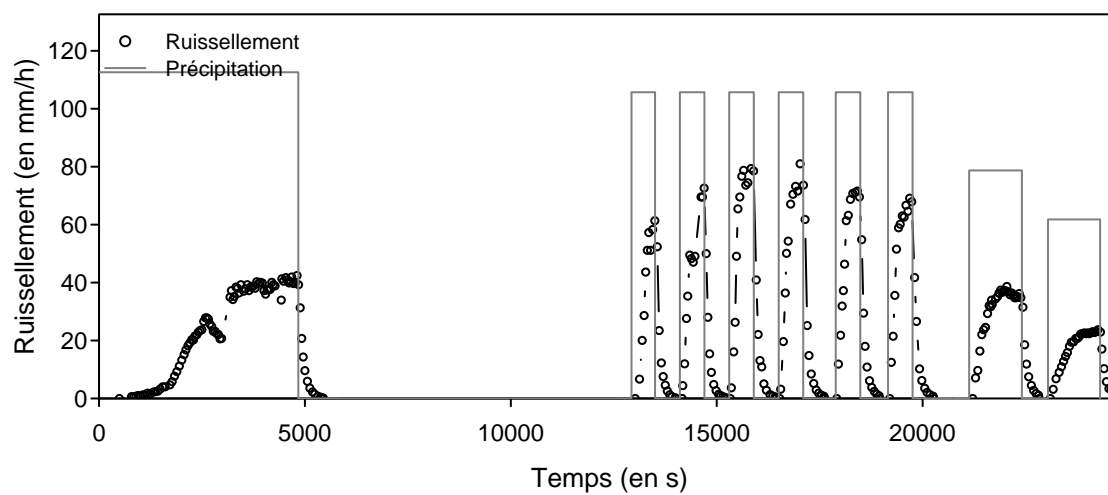
13 juin 06 - Parcelle désherbée



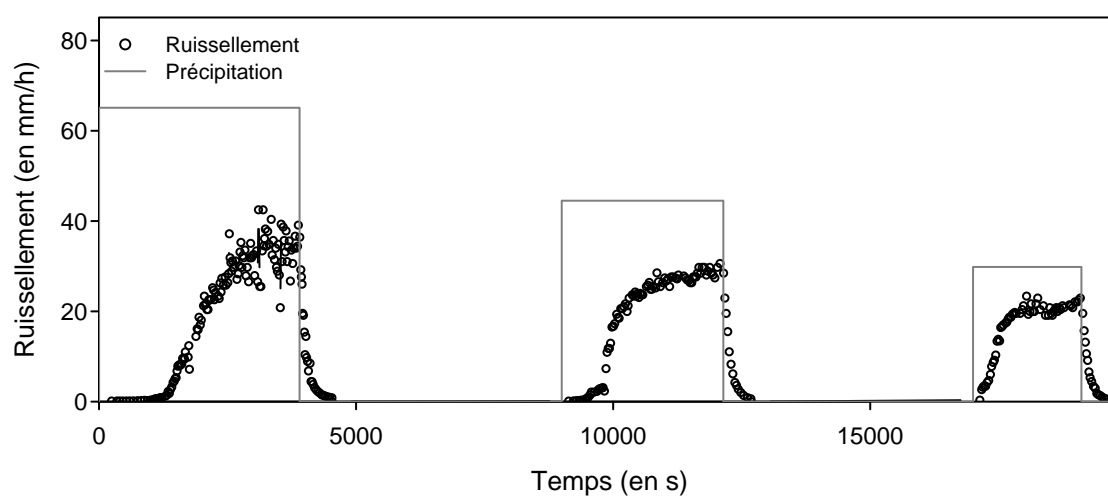
14 juin 06 - Parcelle enherbée



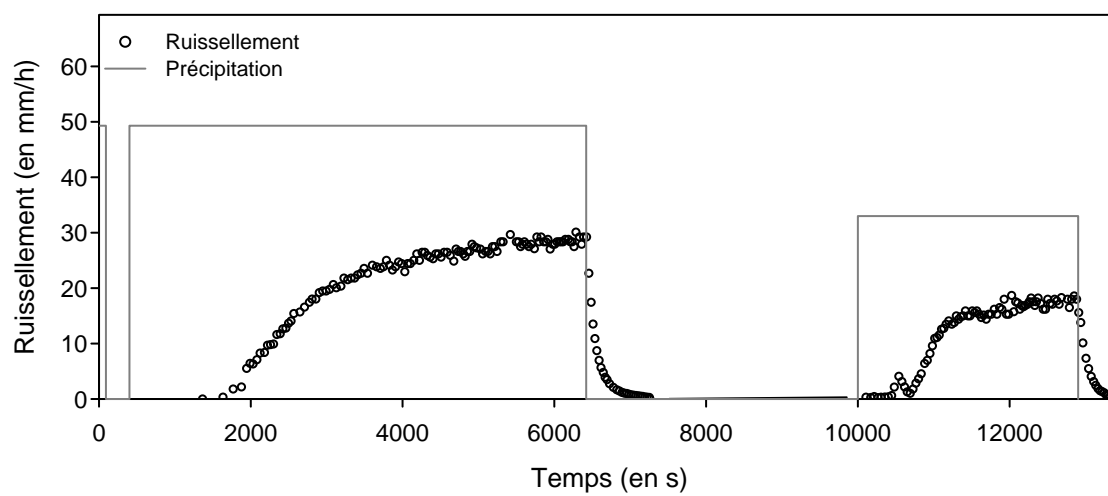
10 novembre 06 - Parcelle désherbée



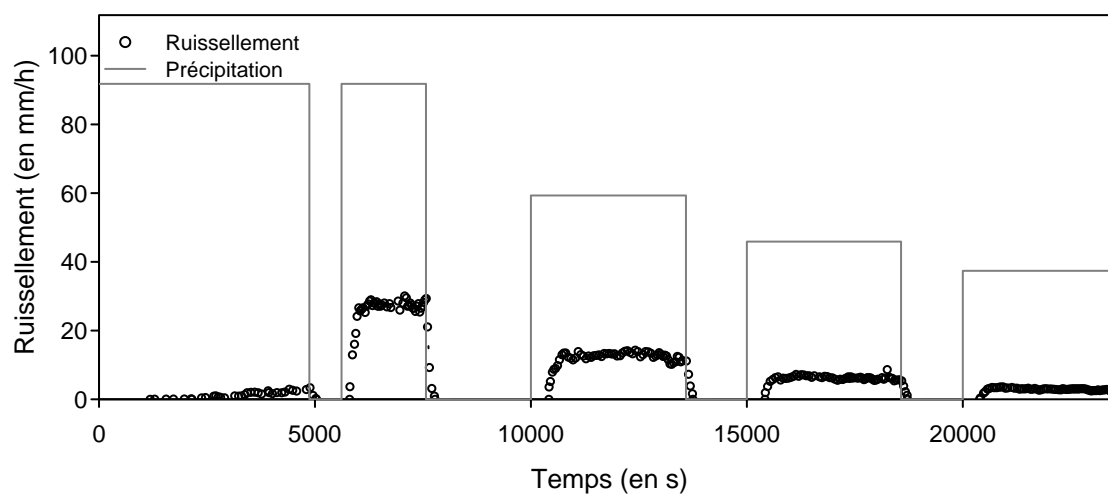
2 juin 07 - Parcelle désherbée



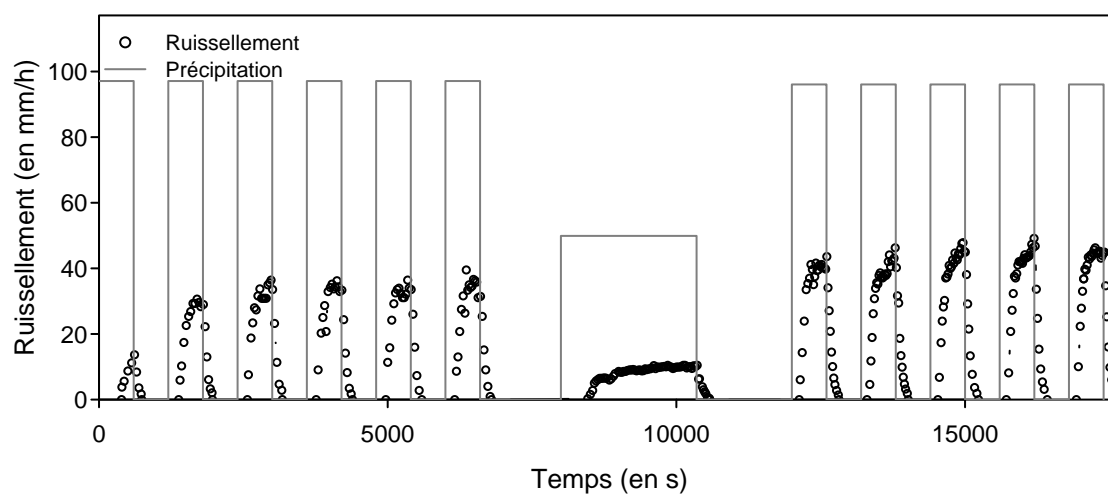
4 juin 07 - Parcelle désherbée



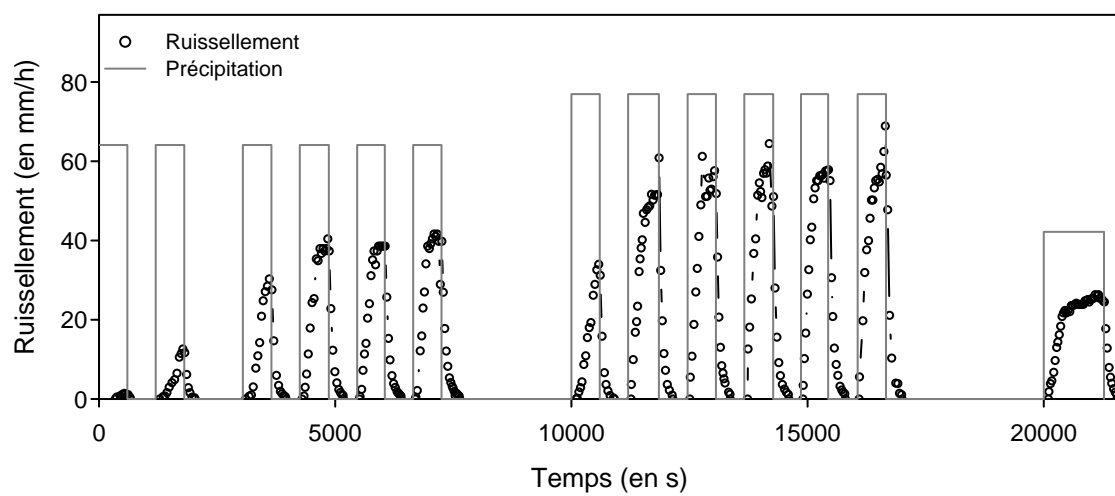
5 juin 07 - Parcelle enherbée



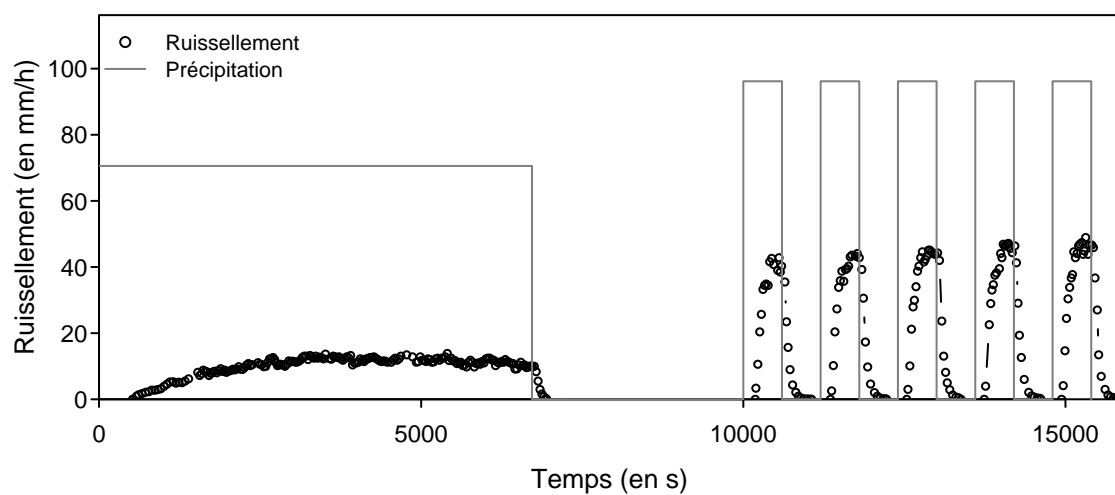
6 juin 07 - Parcelle enherbée



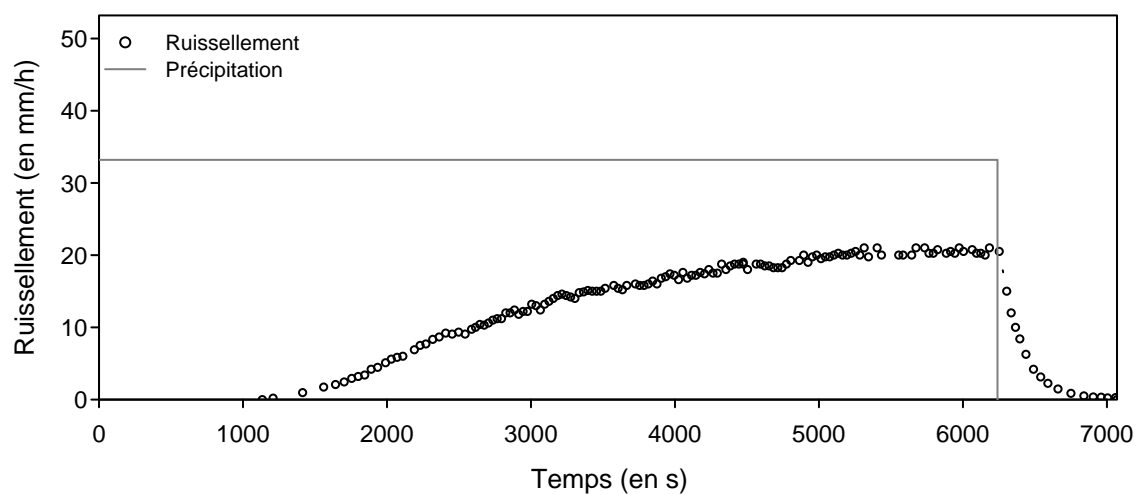
7 juin 07 - Parcelle désherbée



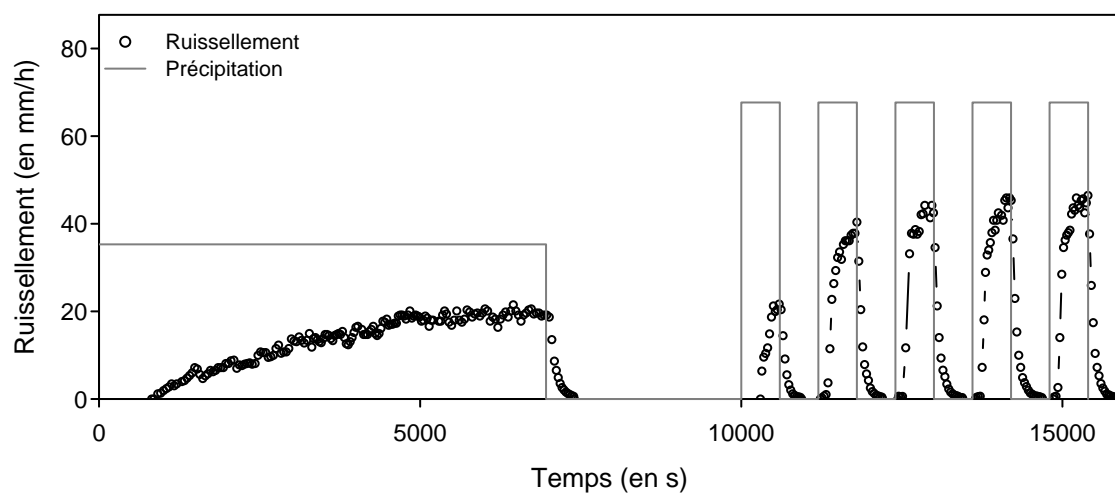
5 juin 08 - Parcelle enherbée



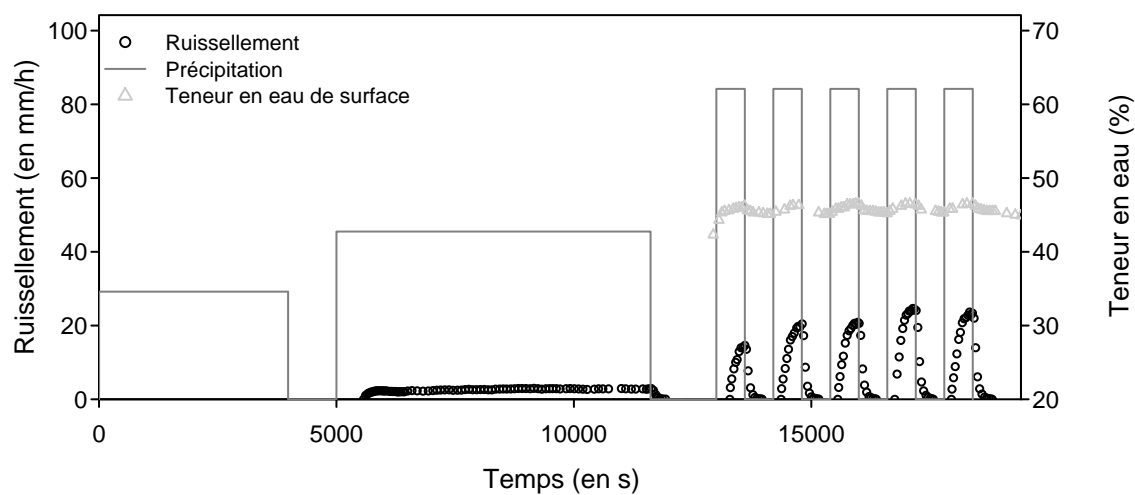
6 juin 08 - Parcelle désherbée



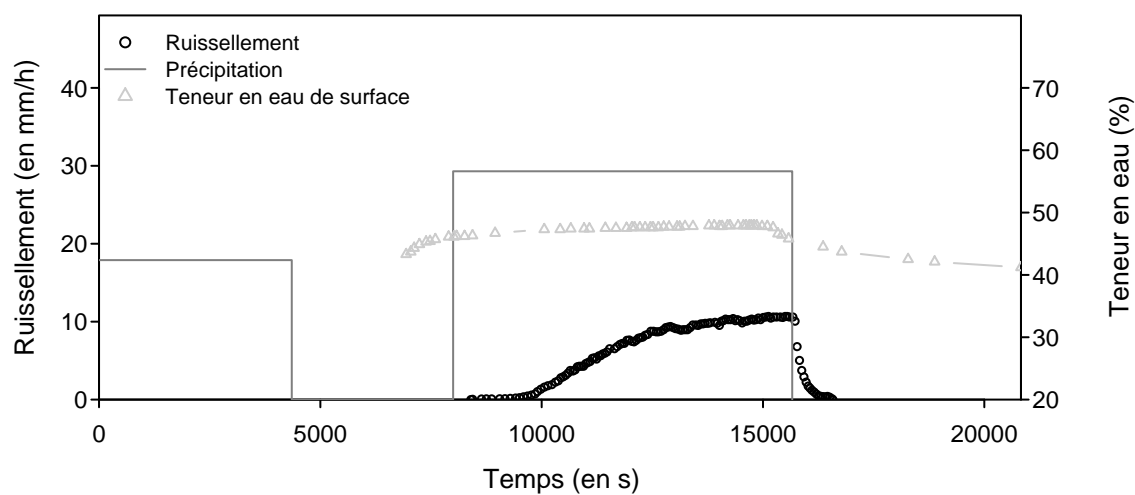
7 juin 08 - Parcelle désherbée



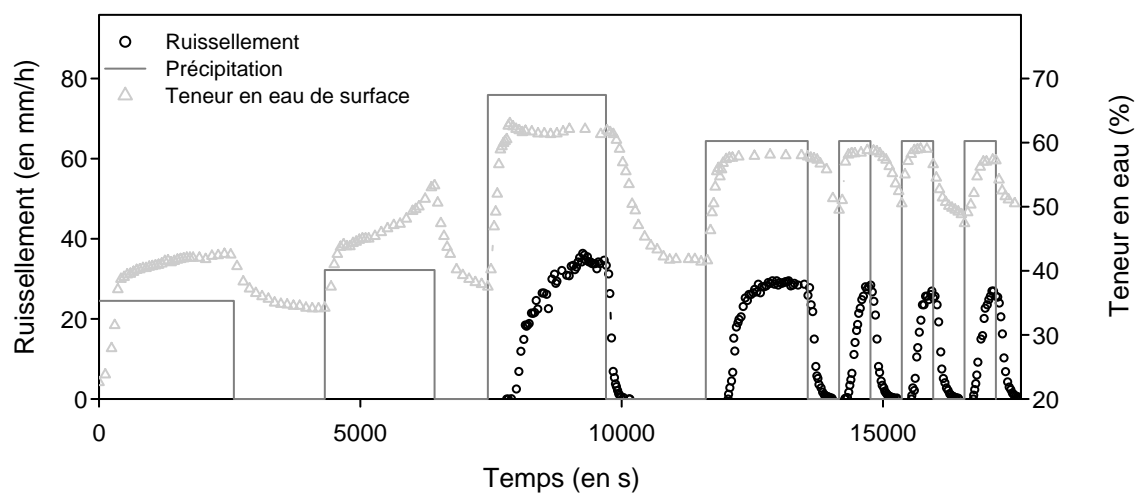
9 septembre 08 - Parcelle enherbée



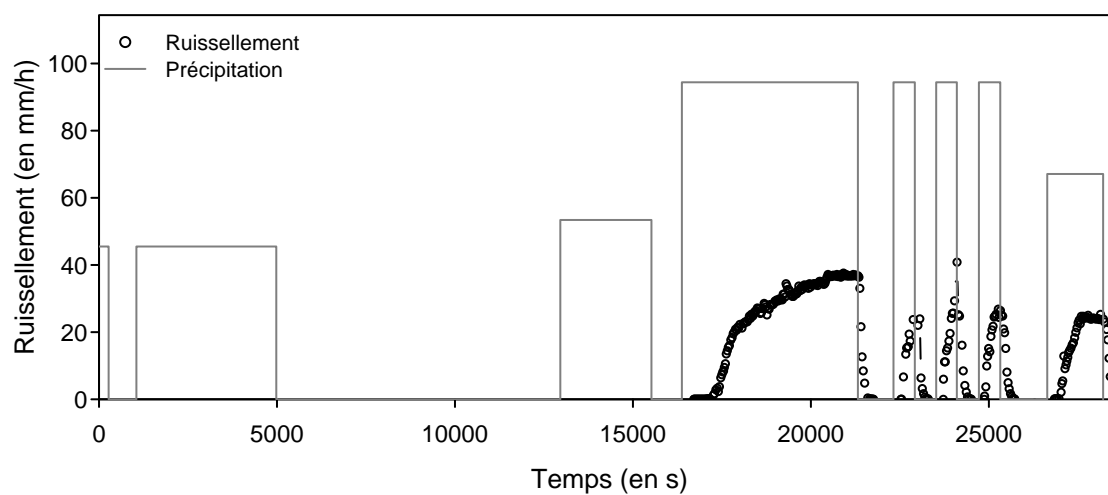
10 septembre 08 - Parcelle désherbée



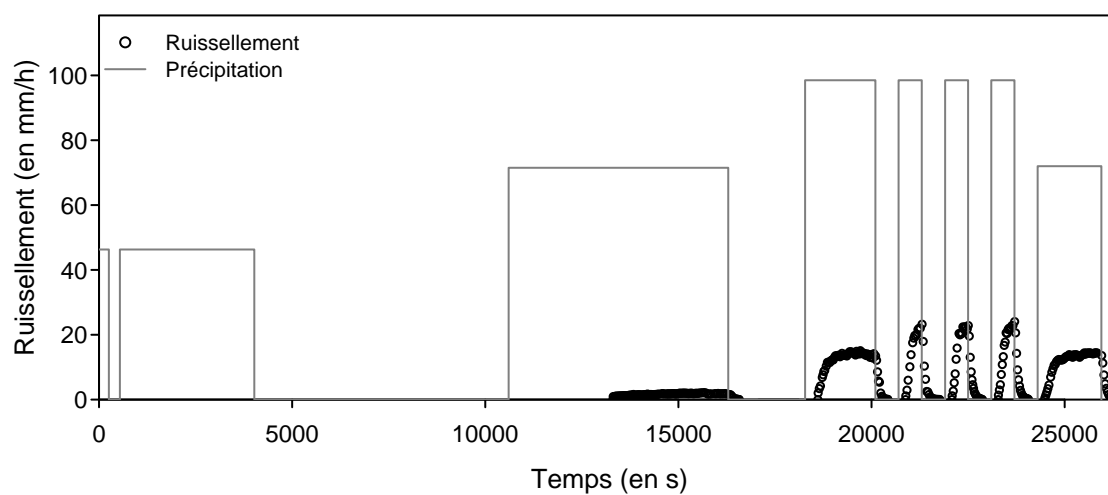
3 juin 09 - Parcelle désherbée



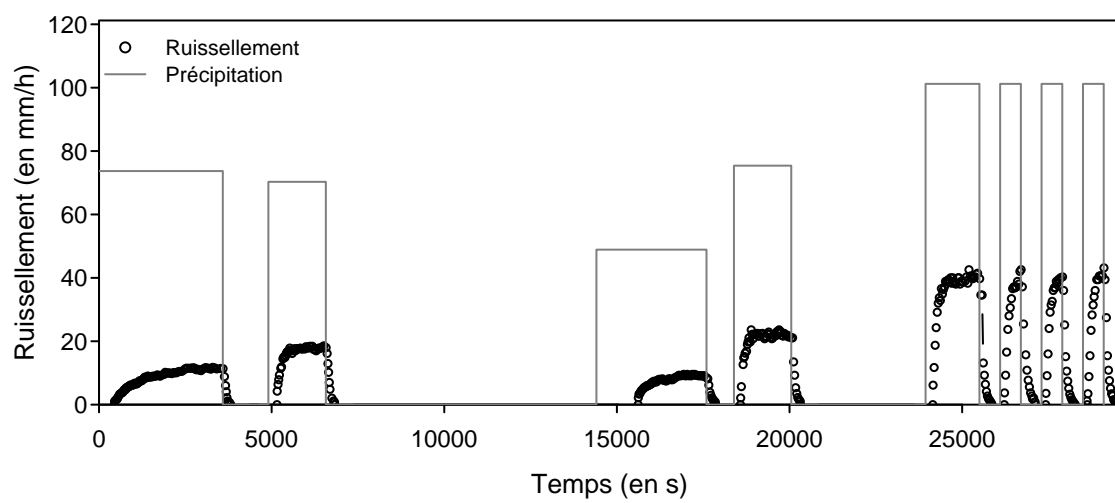
4 juin 09 - Parcelle enherbée



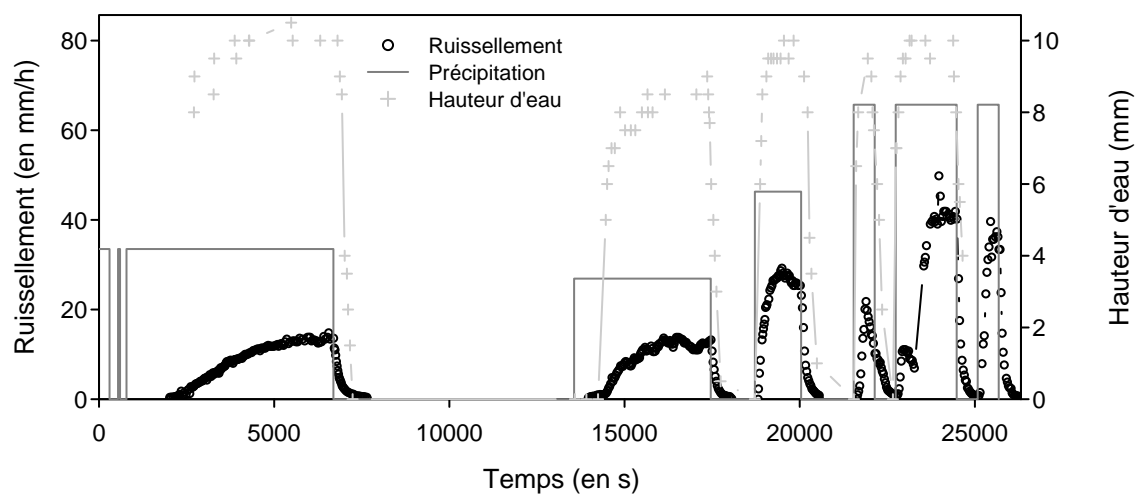
5 juin 09 - Parcelle enherbée



6 juin 09 - Parcelle enherbée



7 juin 09 - Parcelle désherbée

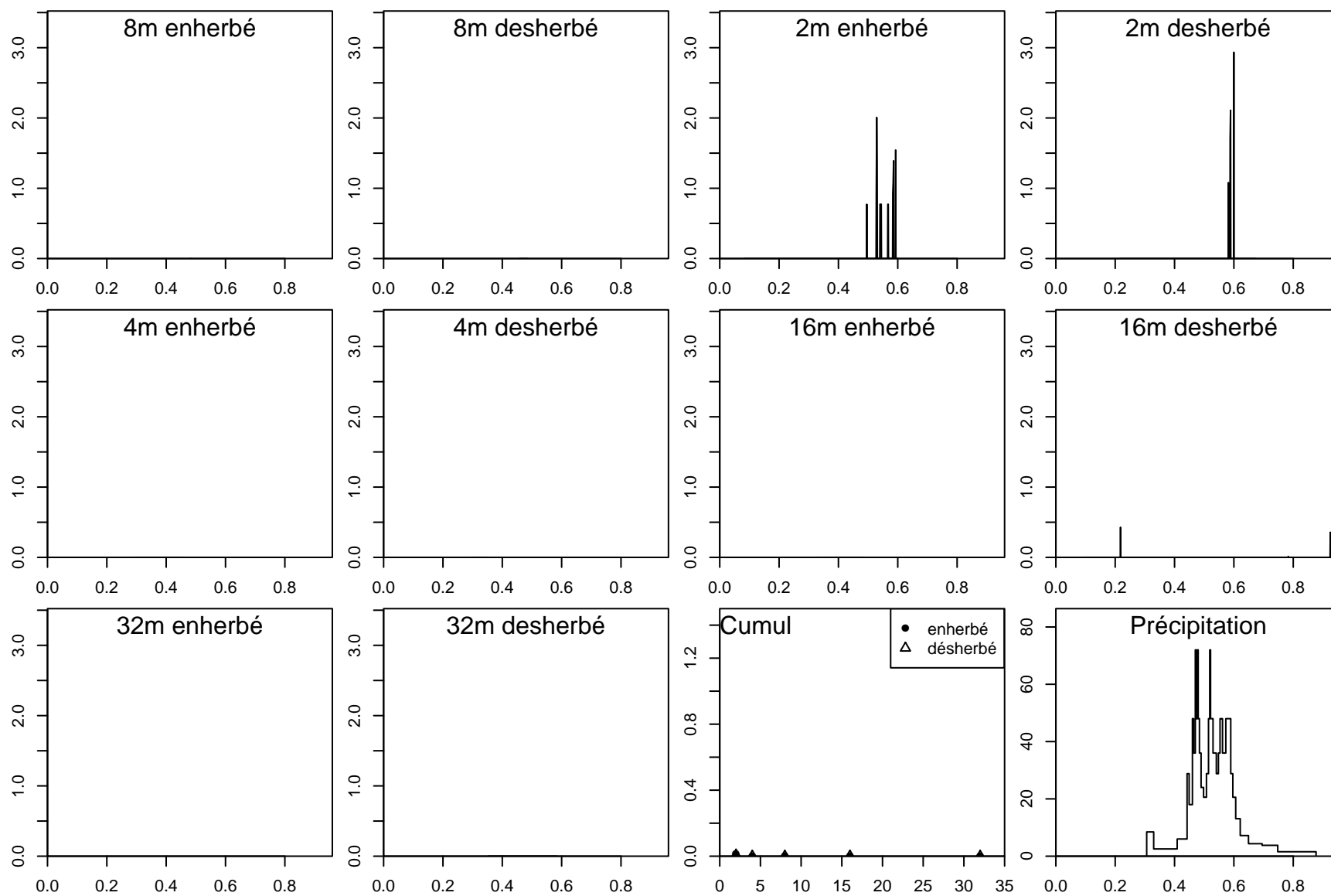


Annexe **B**

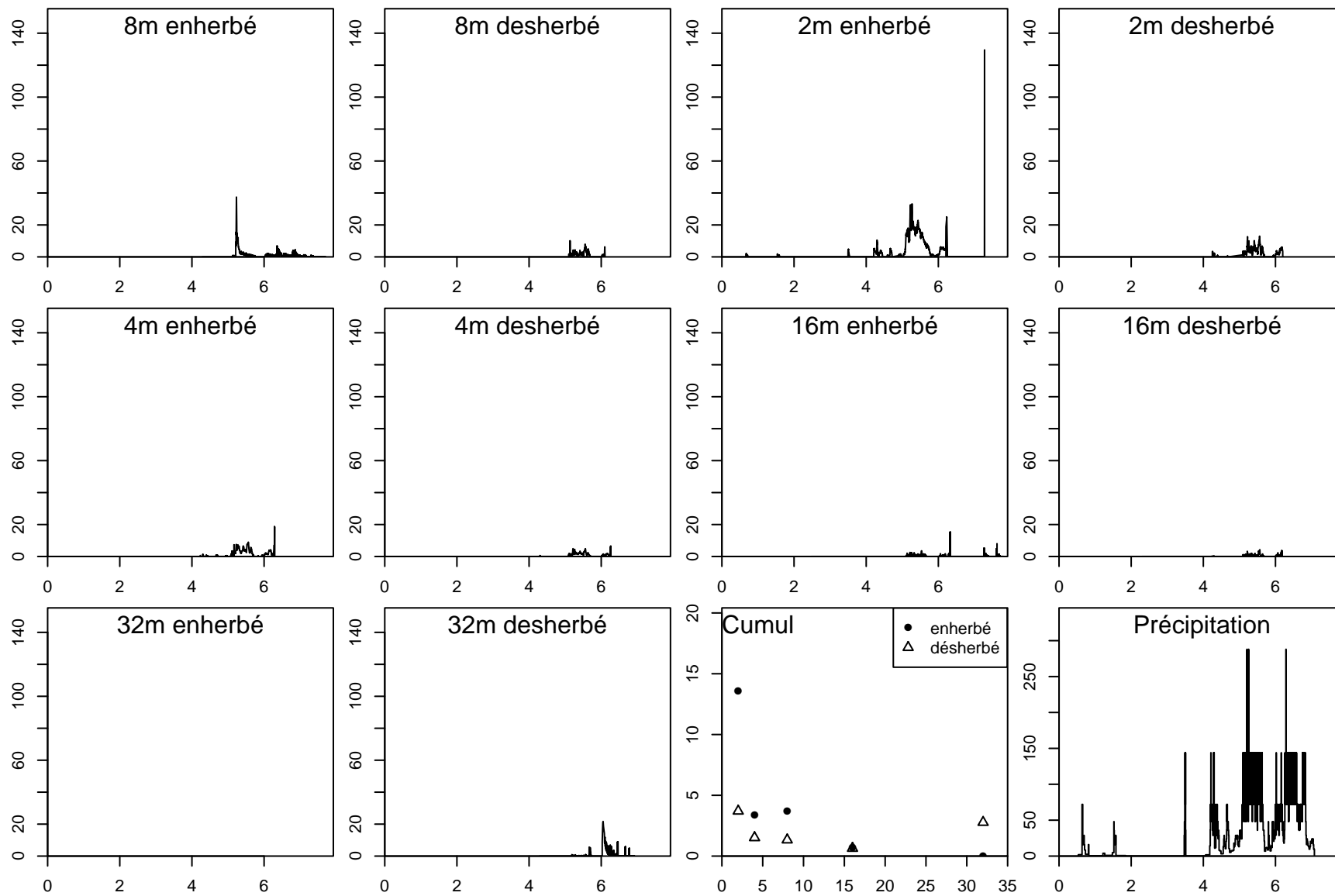
Résultats des pluies naturelles

L'ensemble des mesures issu des débitmètres pour l'automne 2008 est présenté par la suite. Les courbes représentent pour chaque parcelle le ruissellement collecté en mm/h, le cumul pour chaque parcelle en mm, en fonction de la longueur de versant, et les précipitations en mm/h en fonction du temps en h.

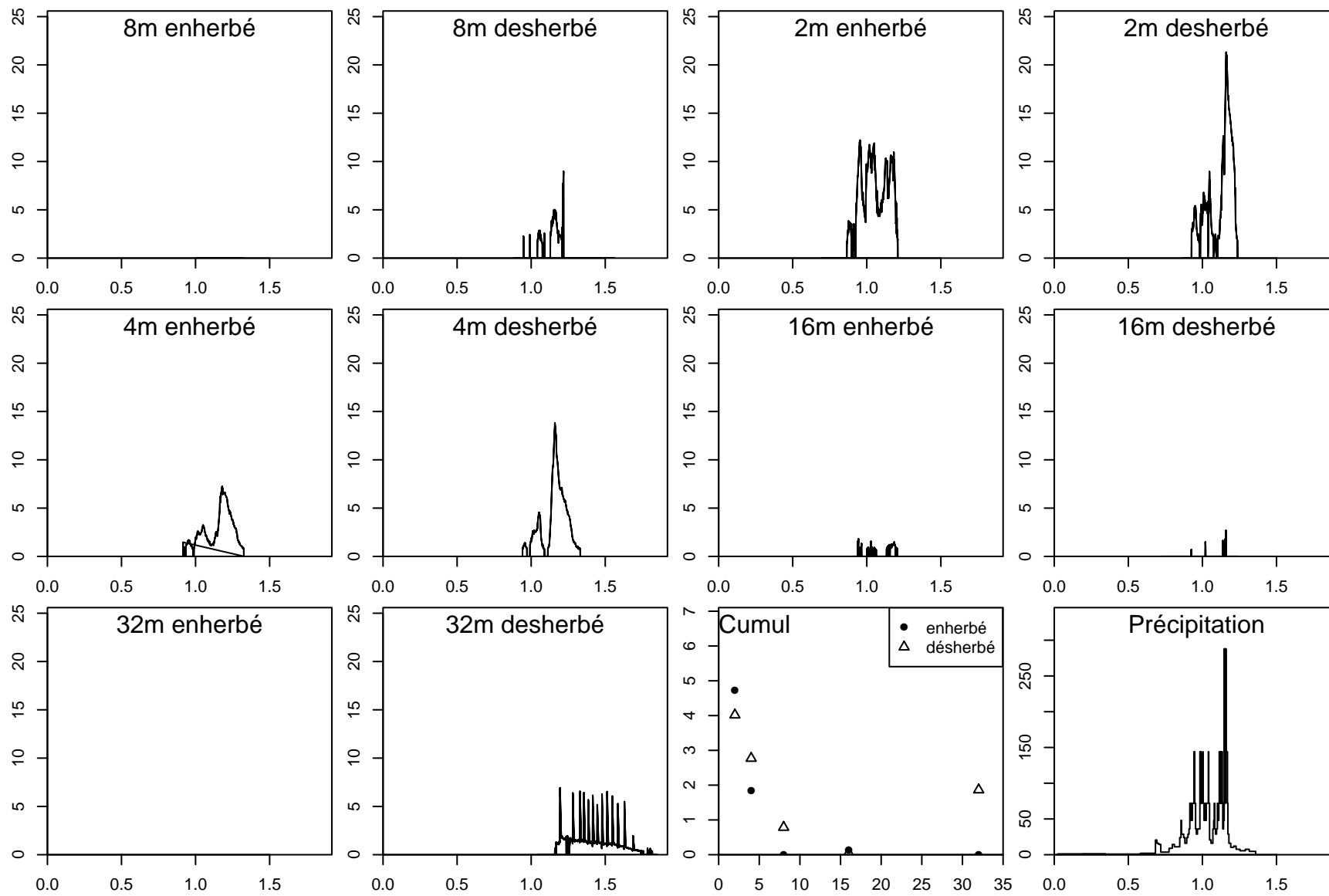
31 août 2008



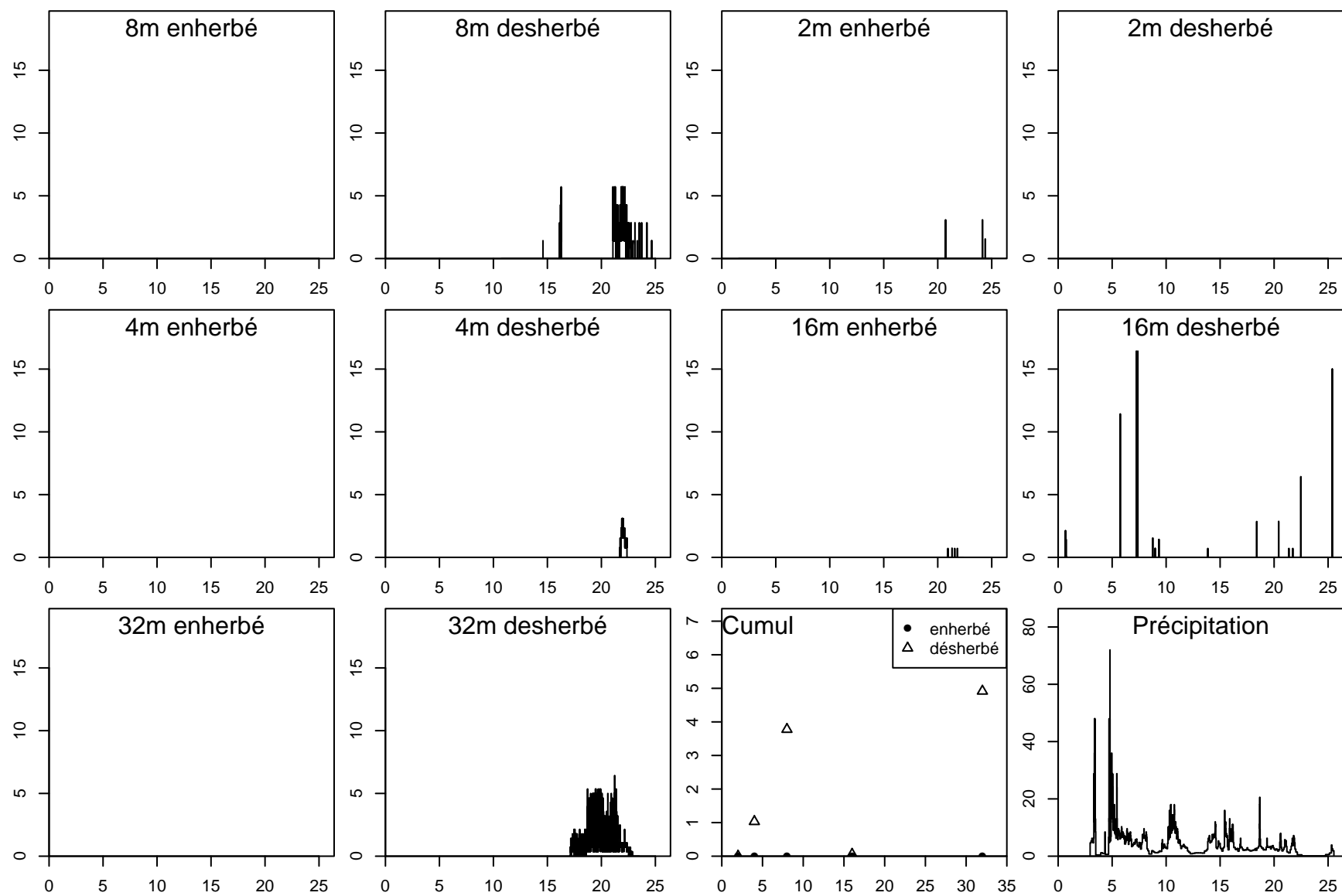
3 septembre 2008



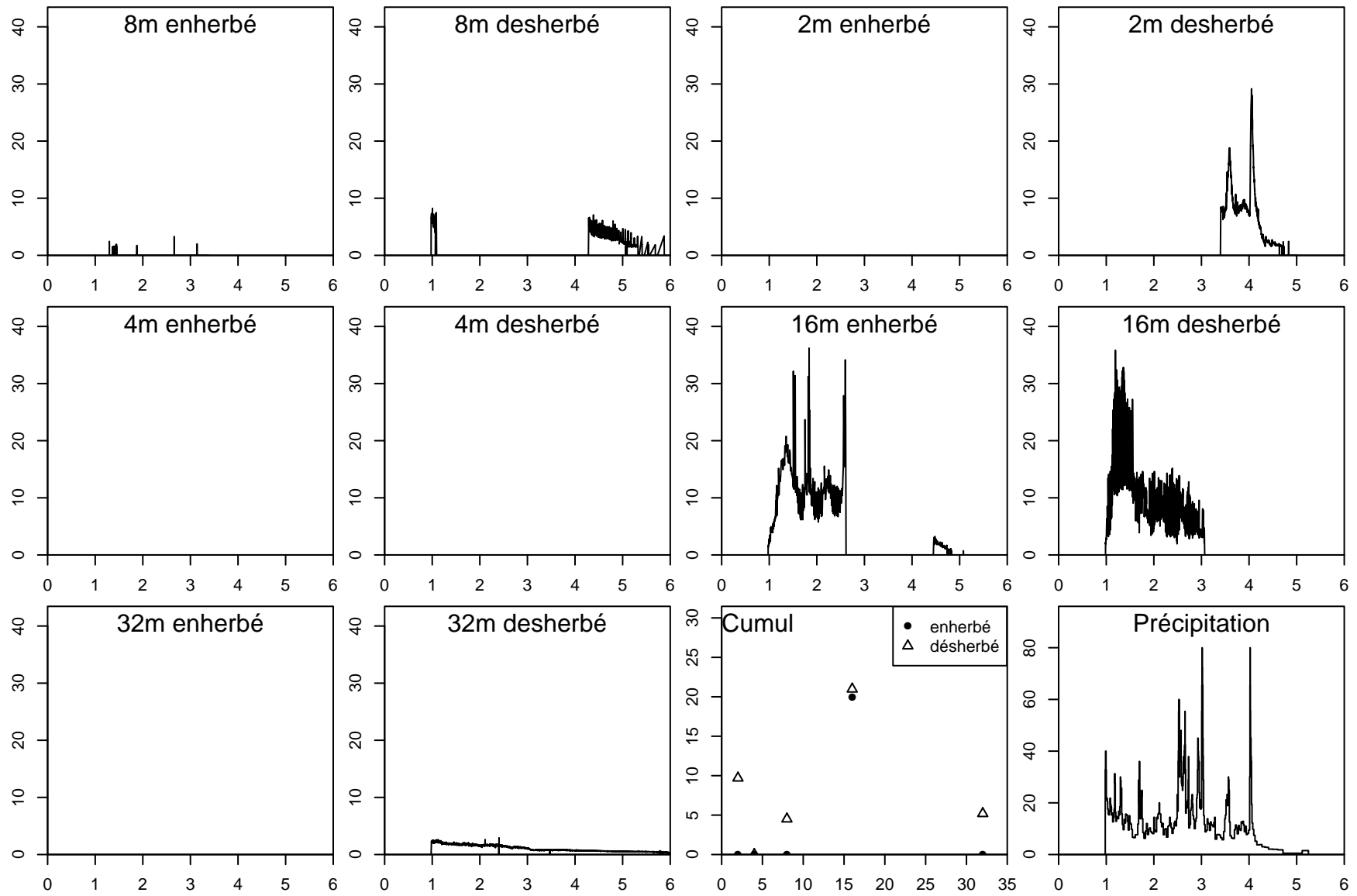
4 septembre 2008



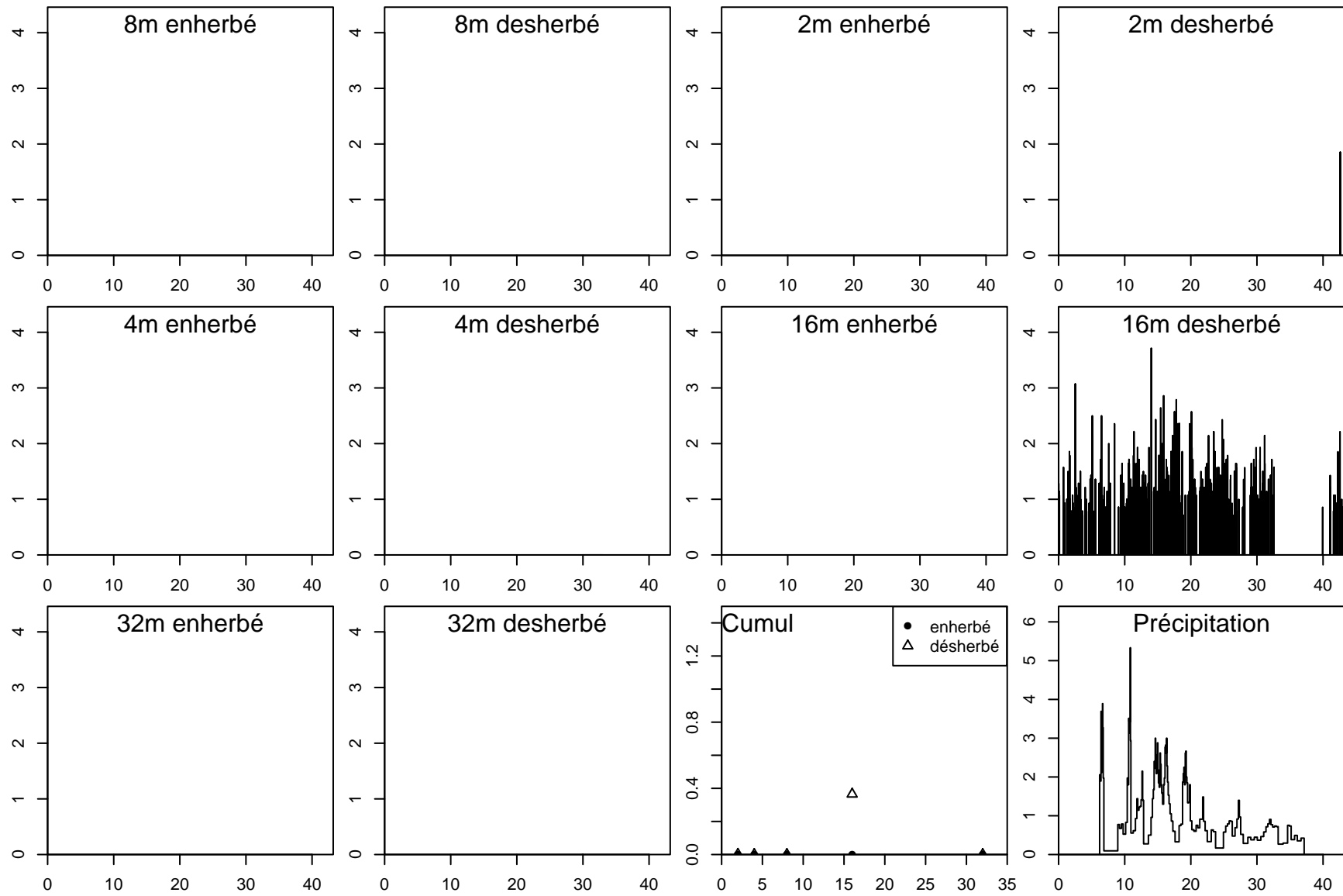
8 octobre 2008



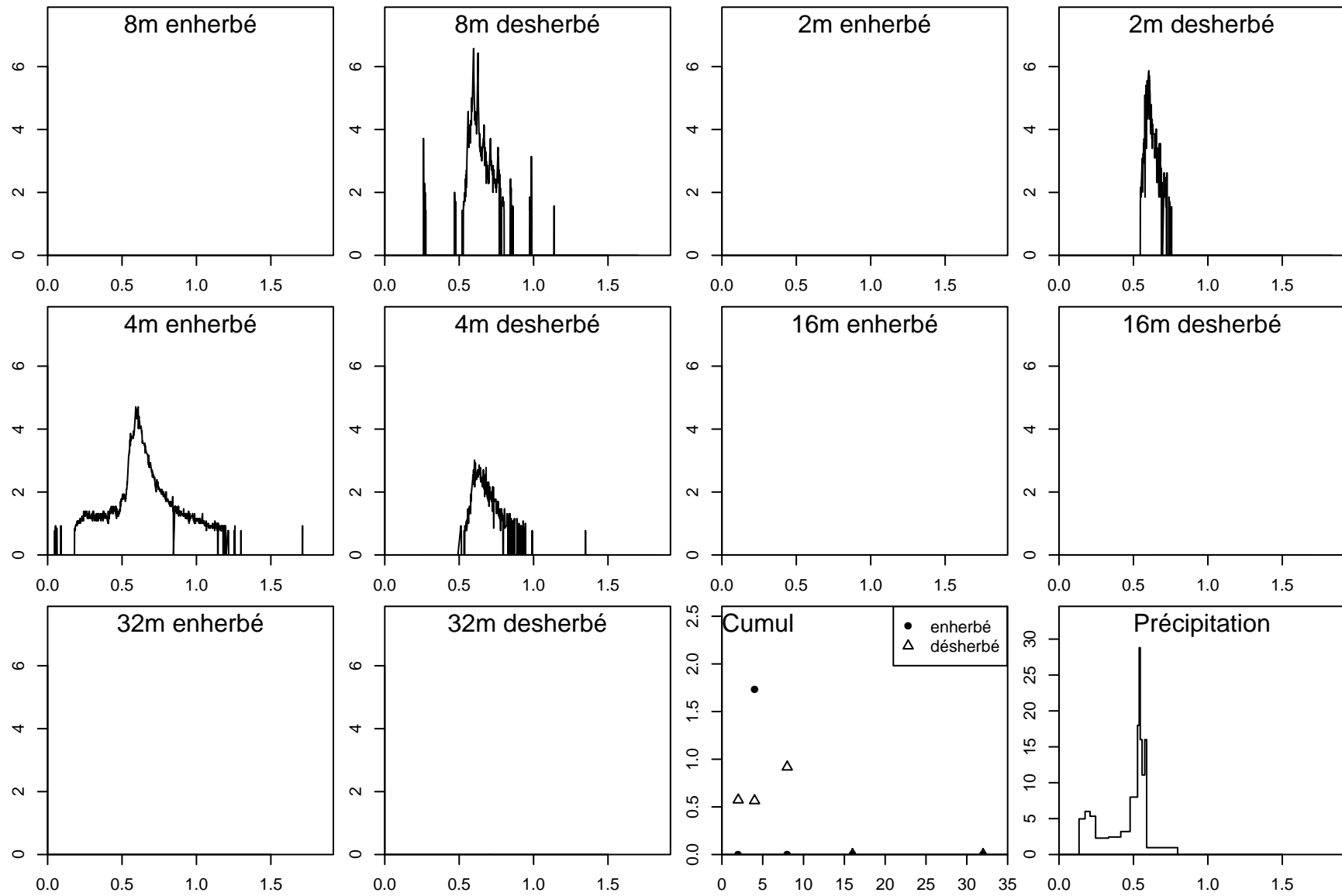
22 octobre 2008



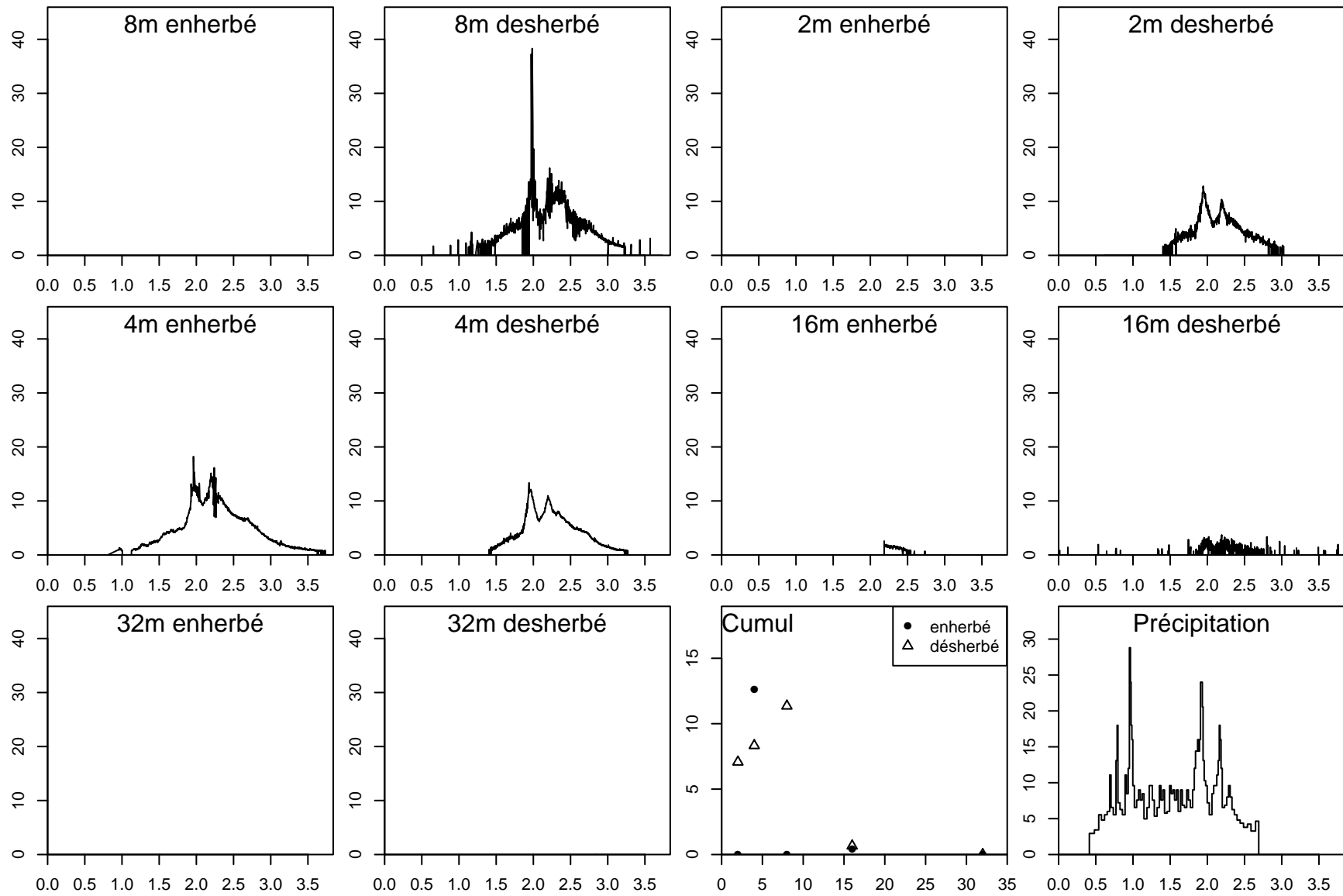
28 octobre 2008



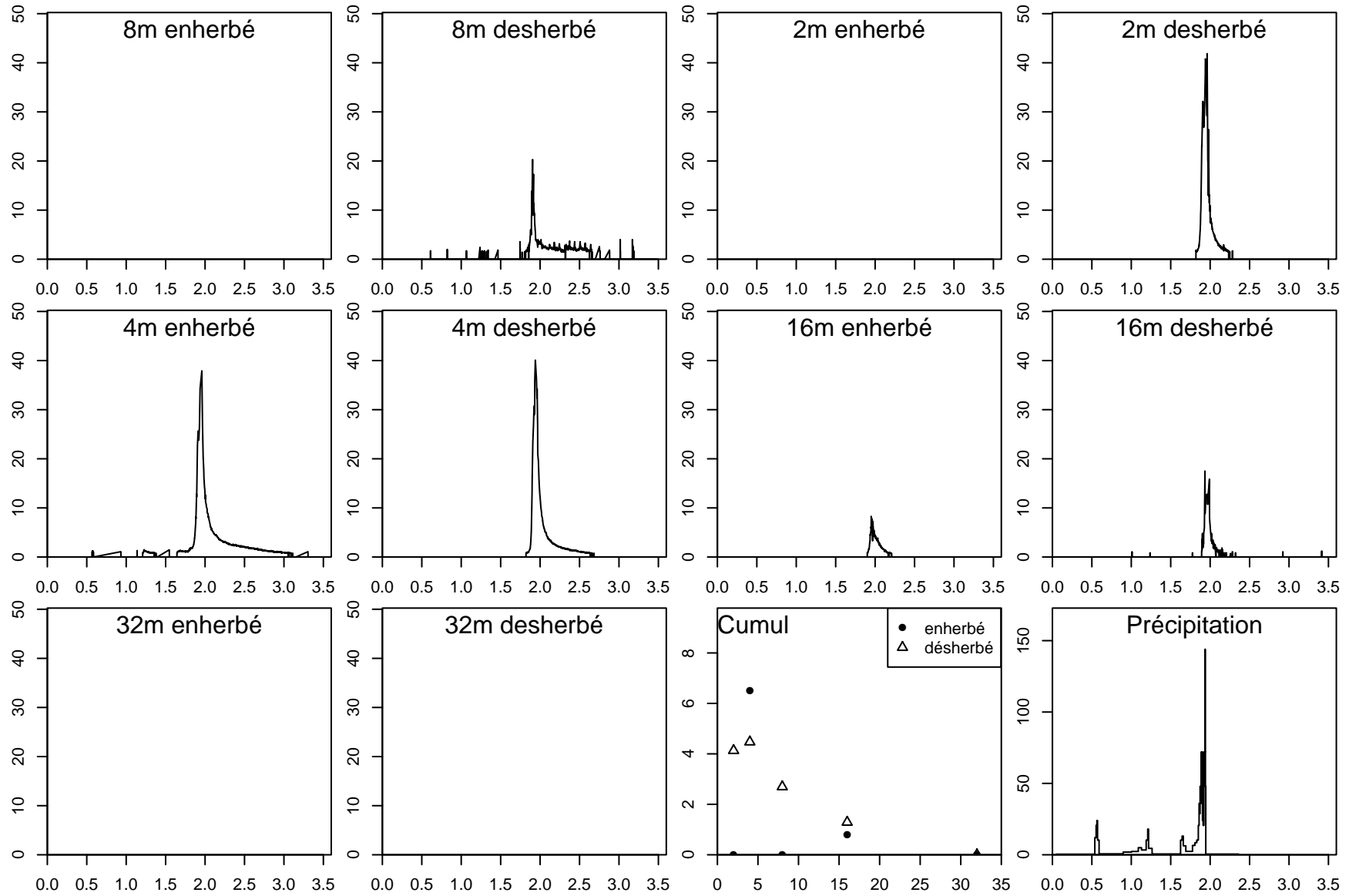
1 novembre 2008



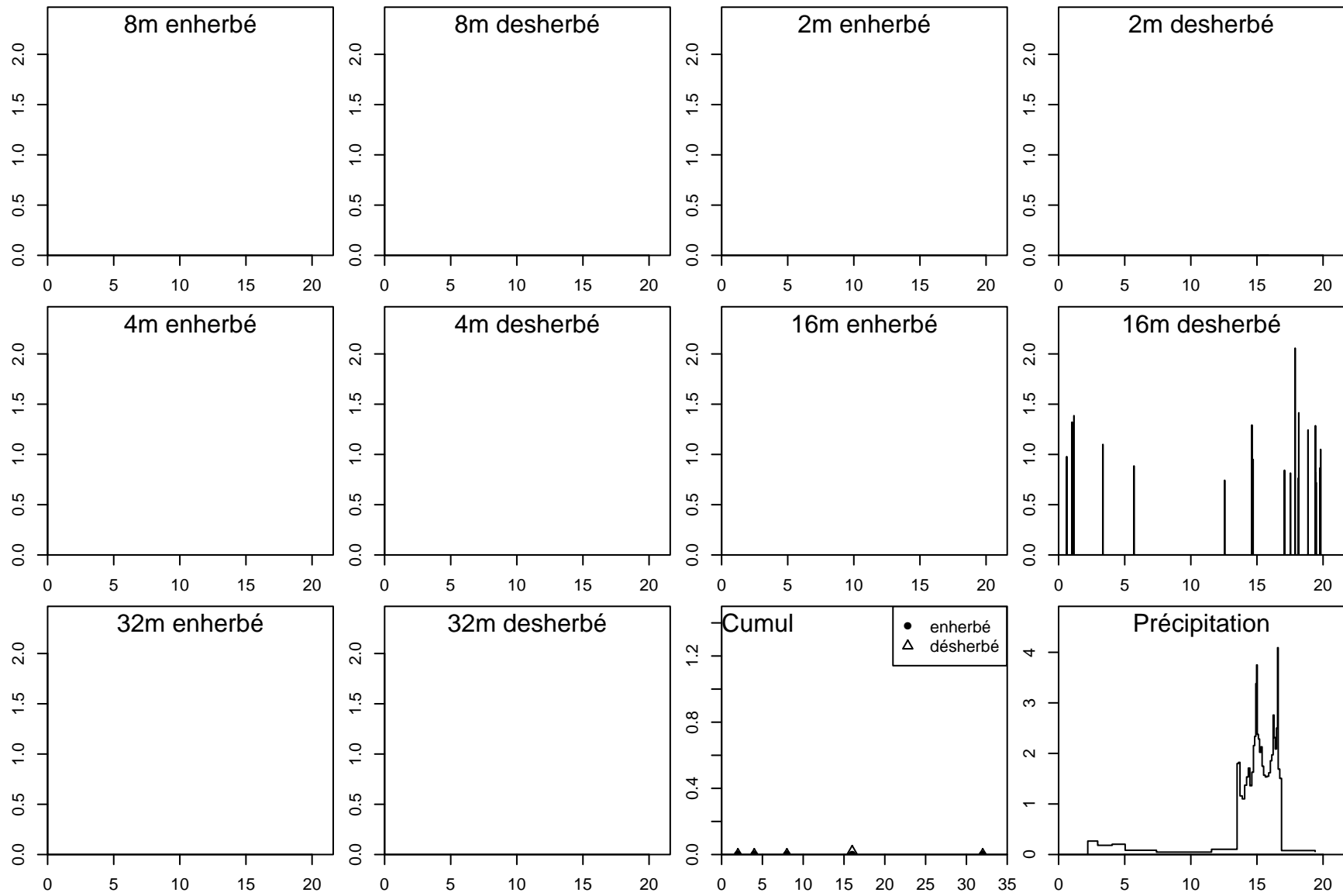
2 novembre 2008



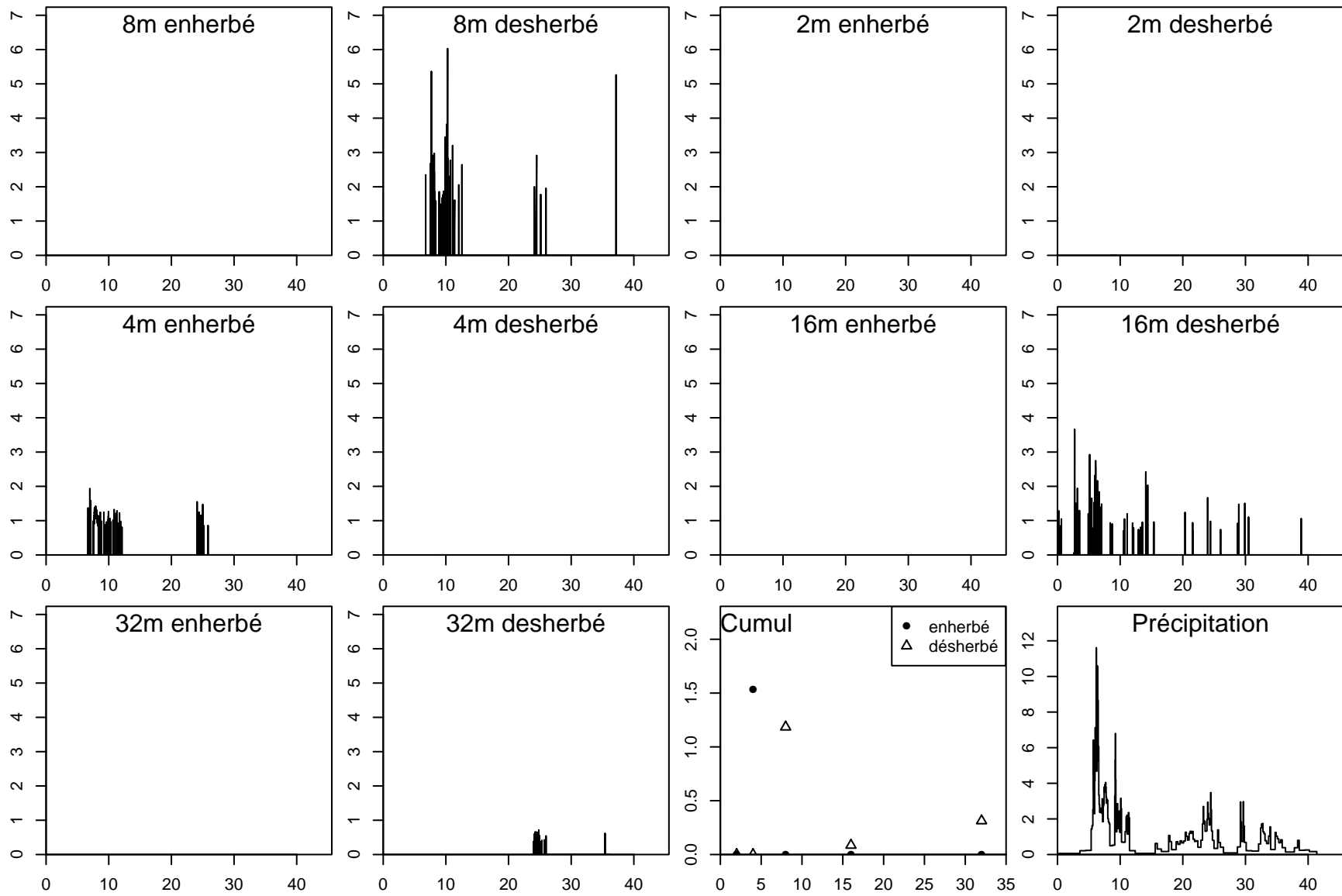
3 novembre 2008



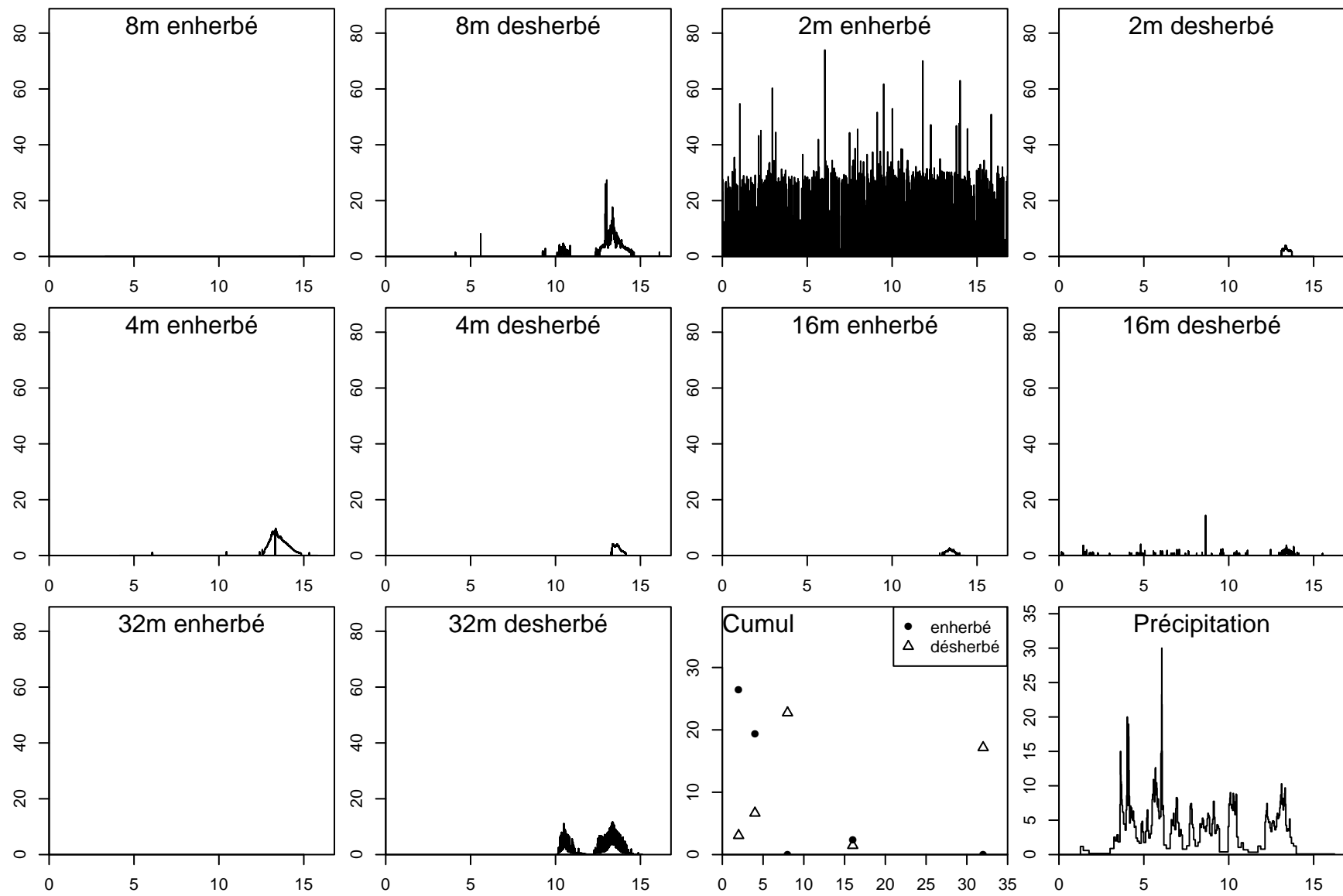
4 novembre 2008



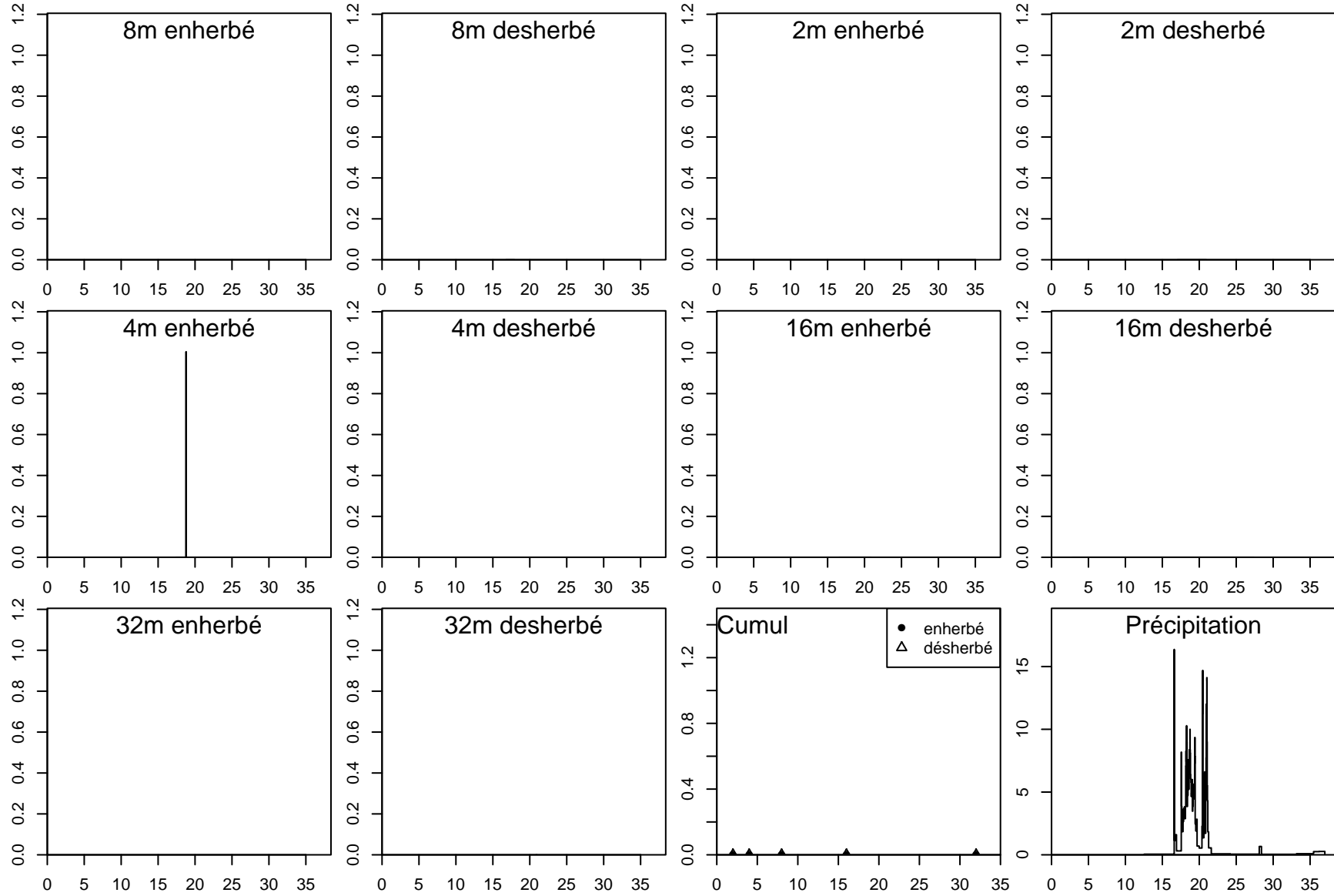
5 novembre 2008



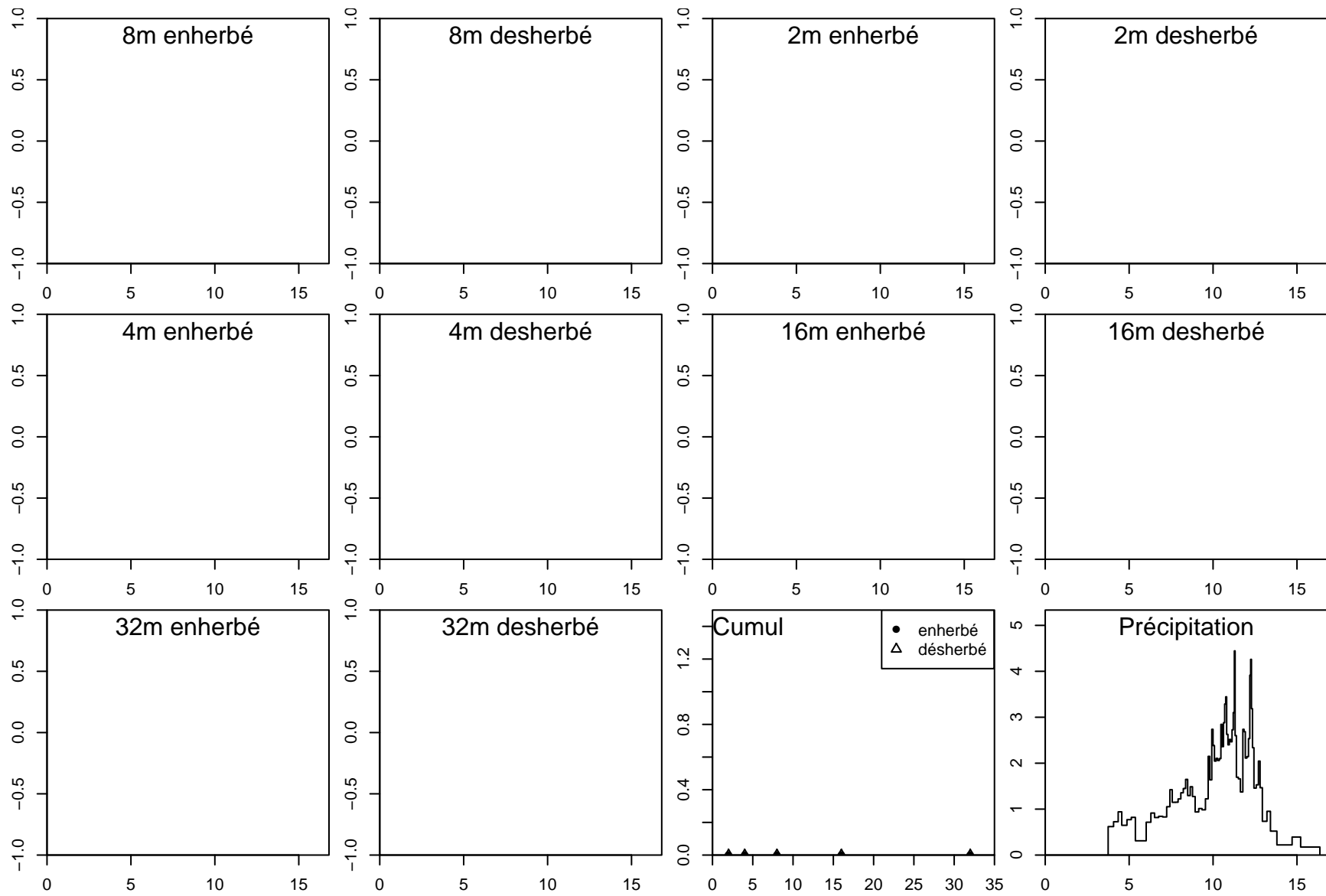
11 novembre 2008



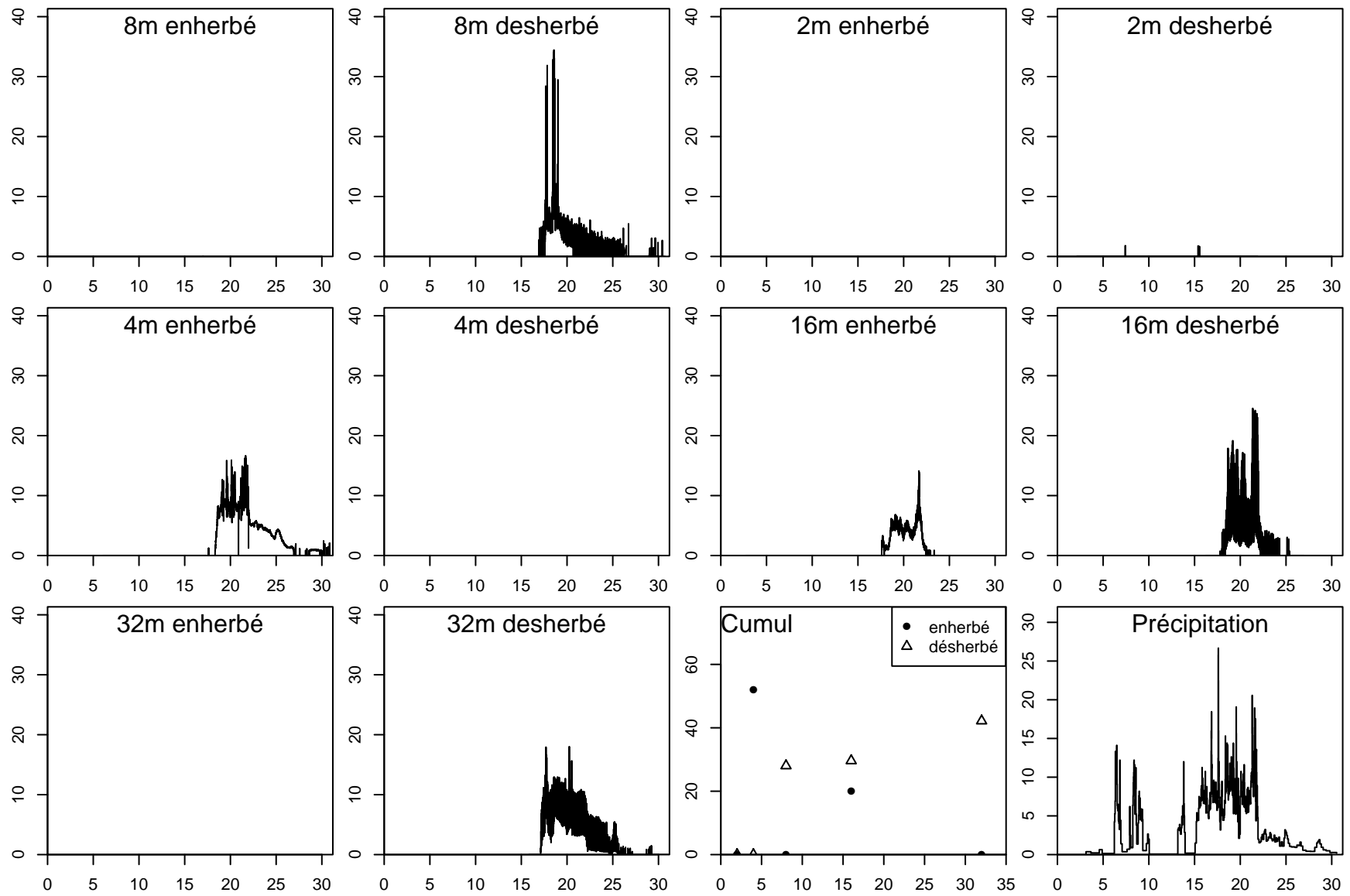
29 novembre 2008



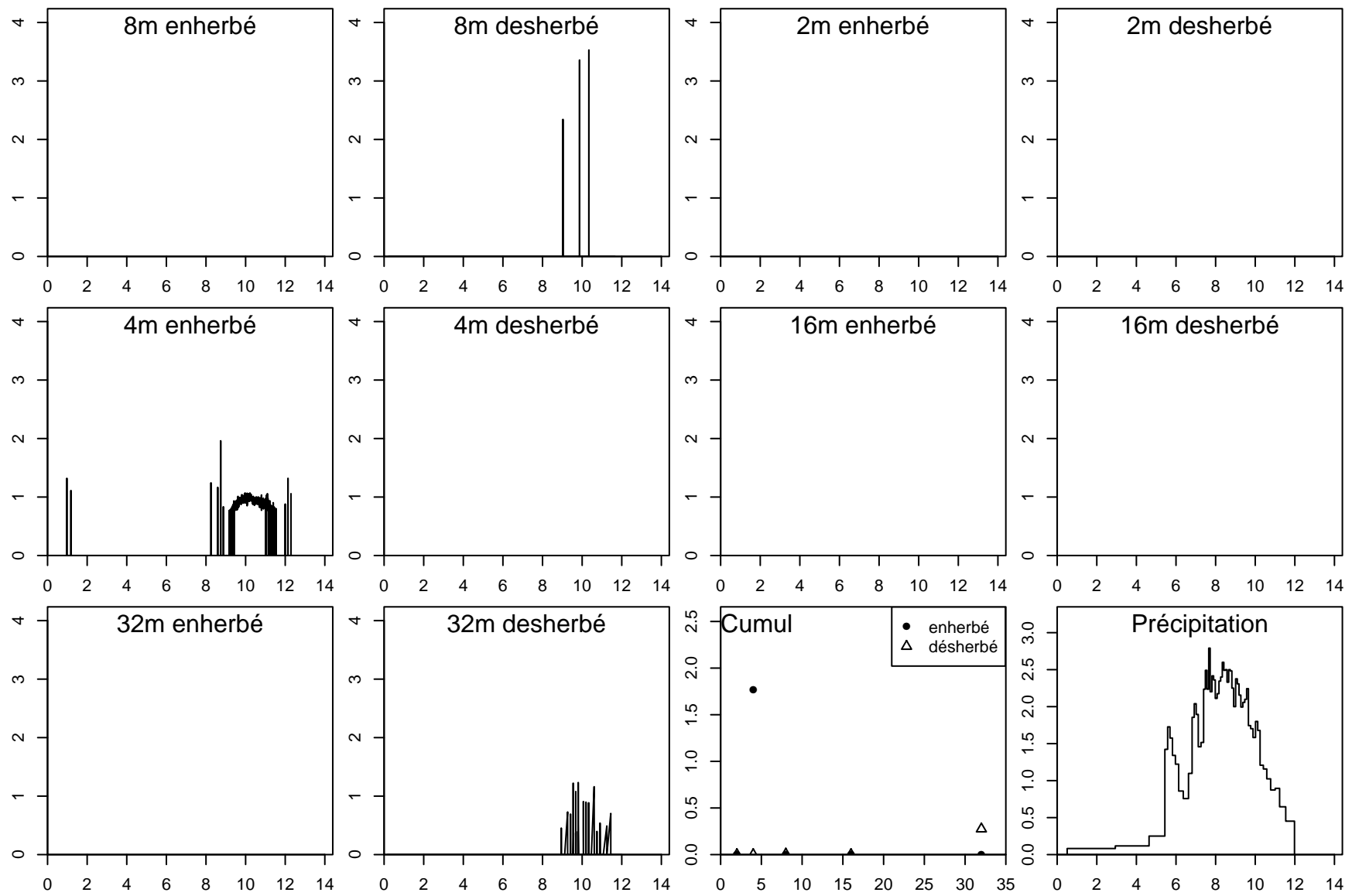
9 décembre 2008



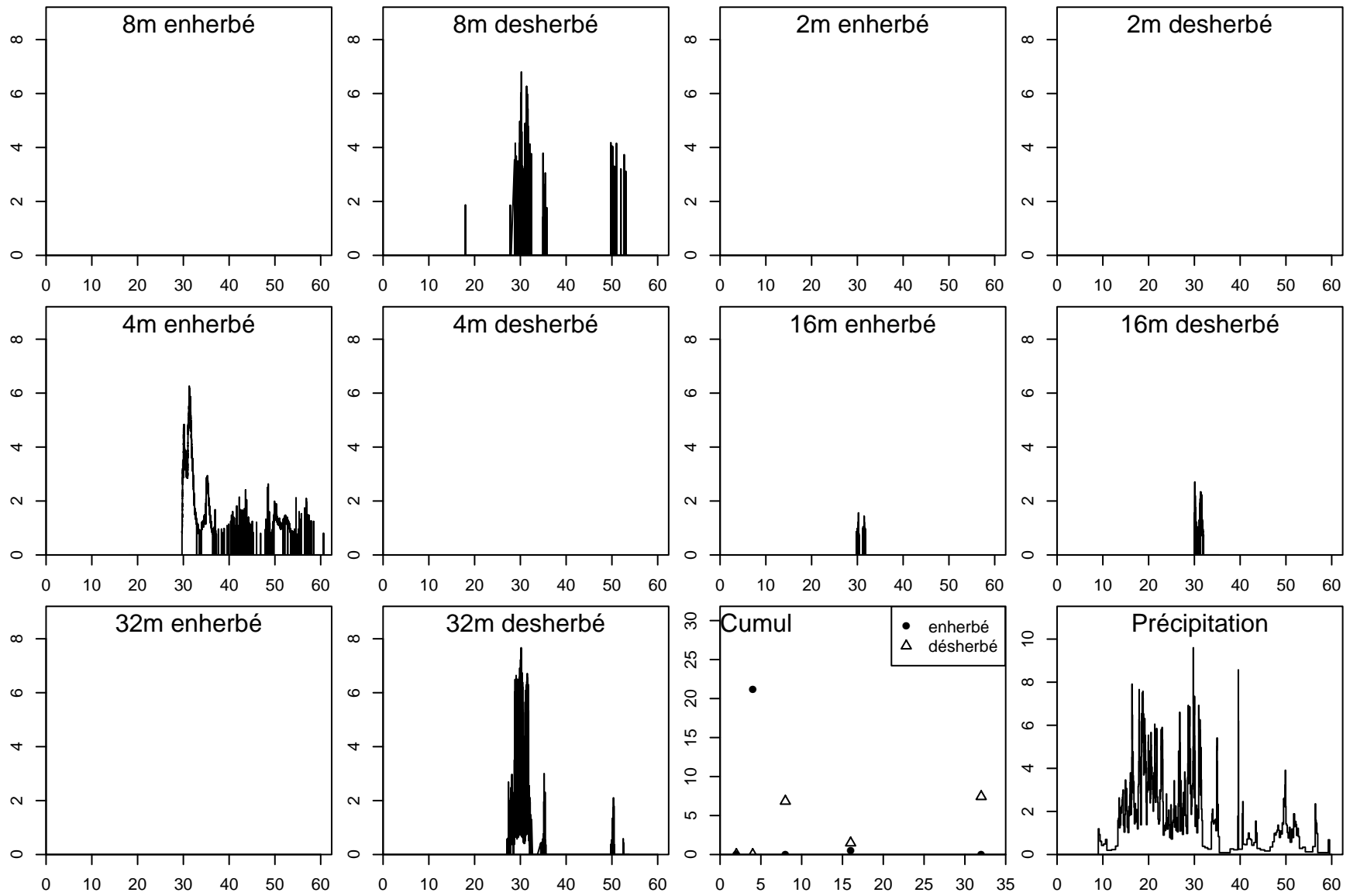
14 décembre 2008



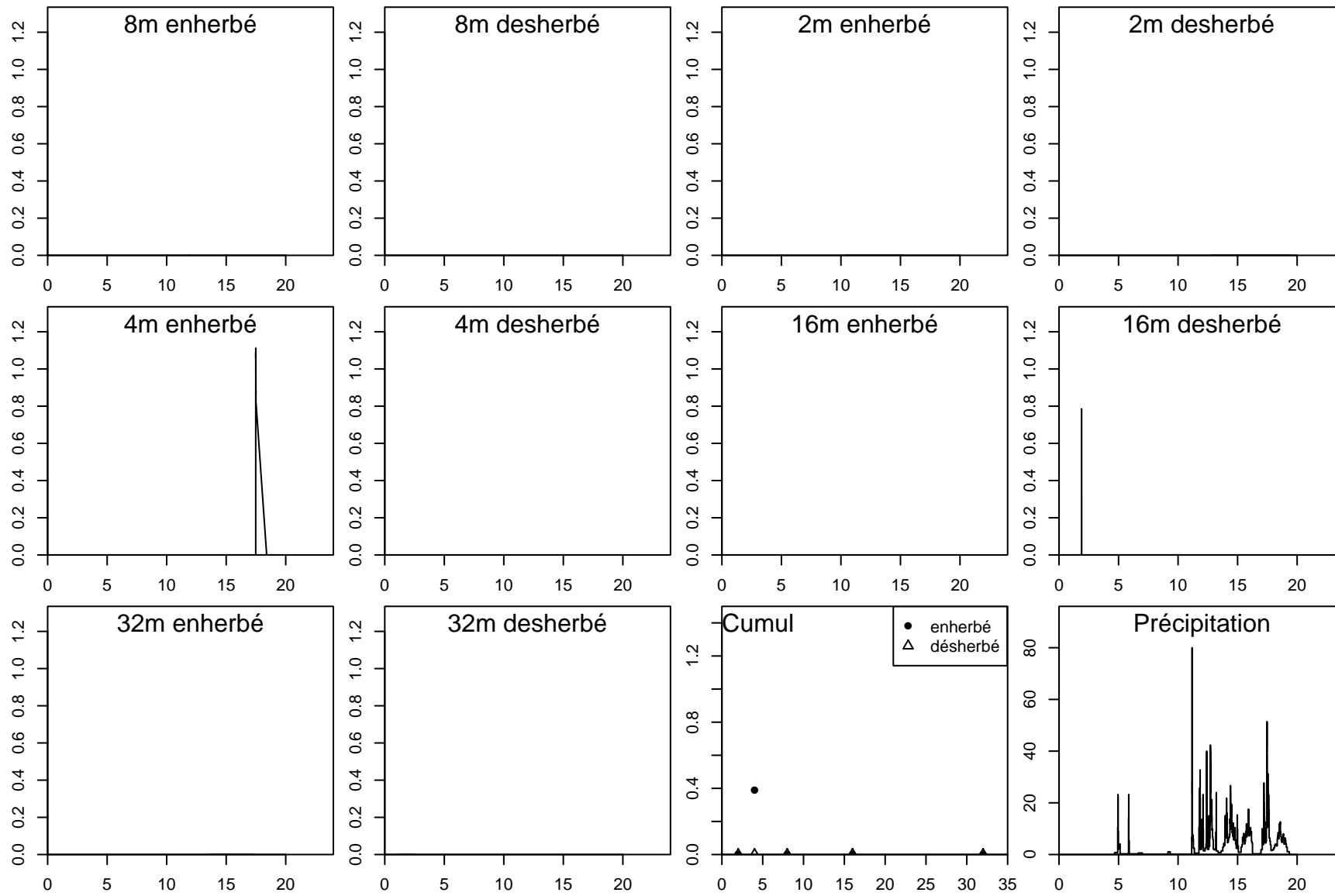
15 décembre 2008



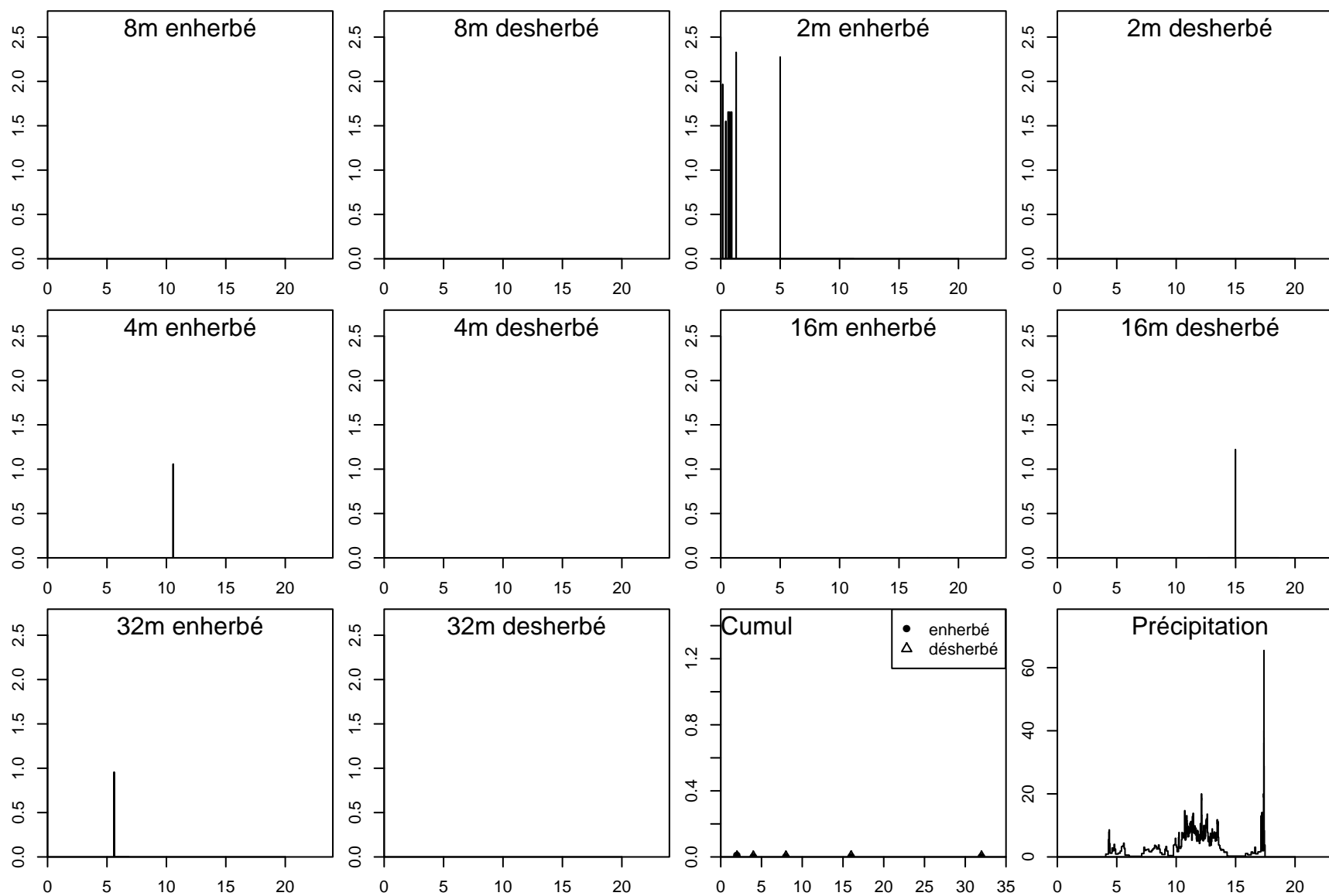
29 décembre 2008



16 avril 2008



26 avril 2008



Annexe _____ C

Simulations de pluie en laboratoires

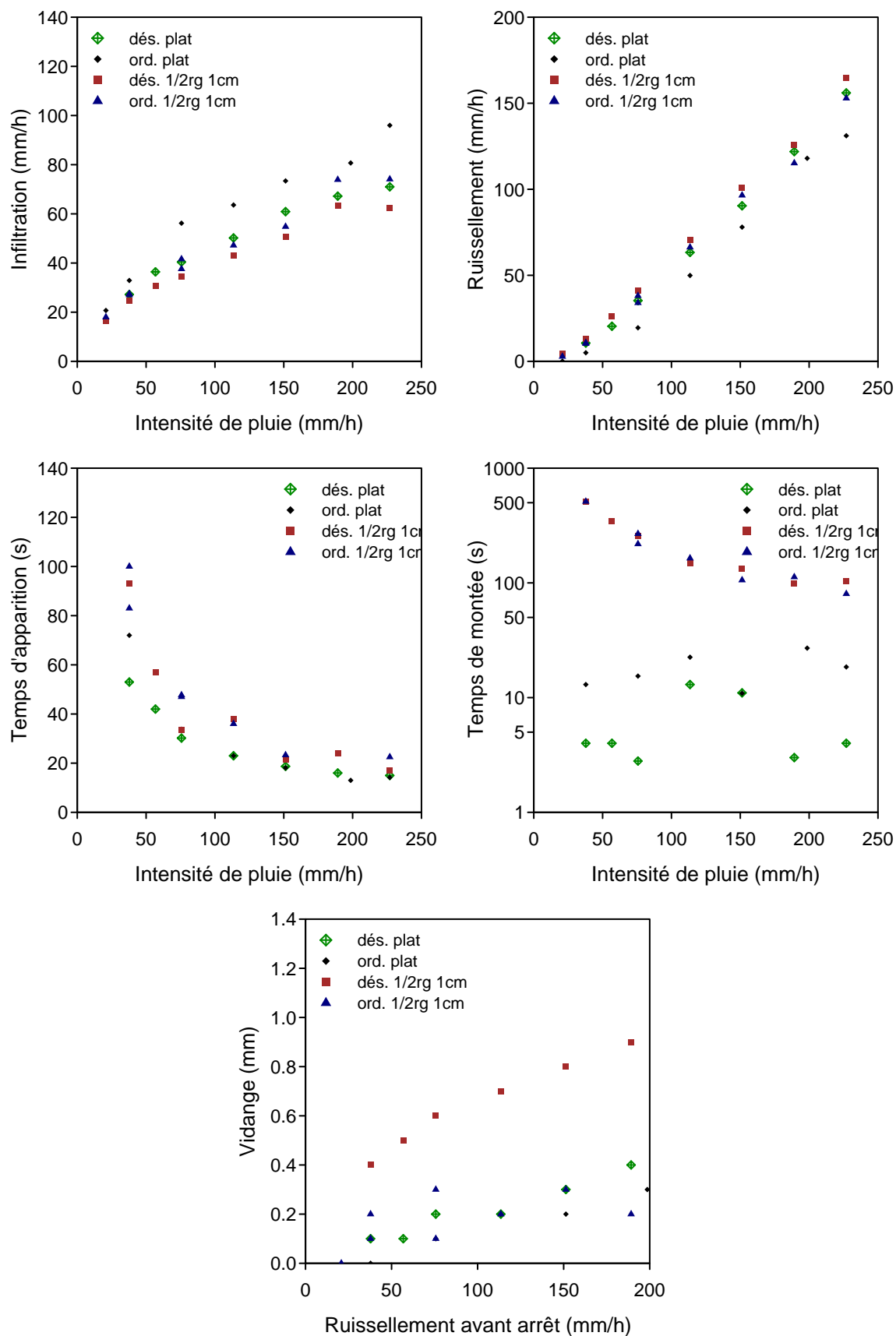
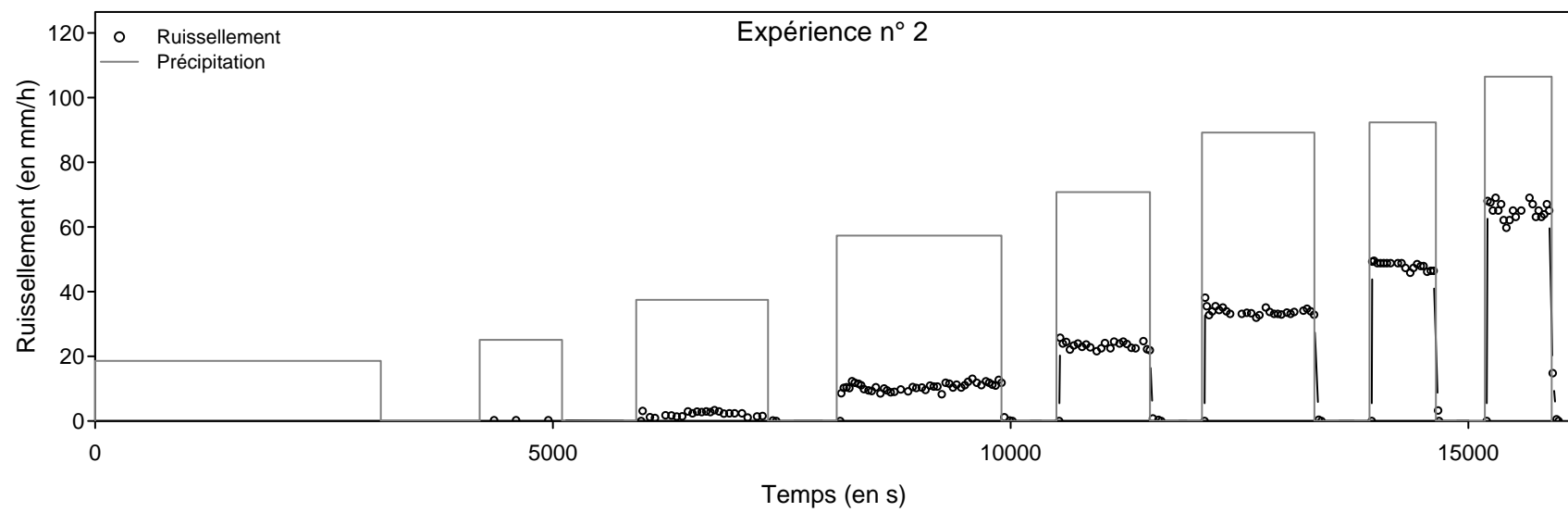
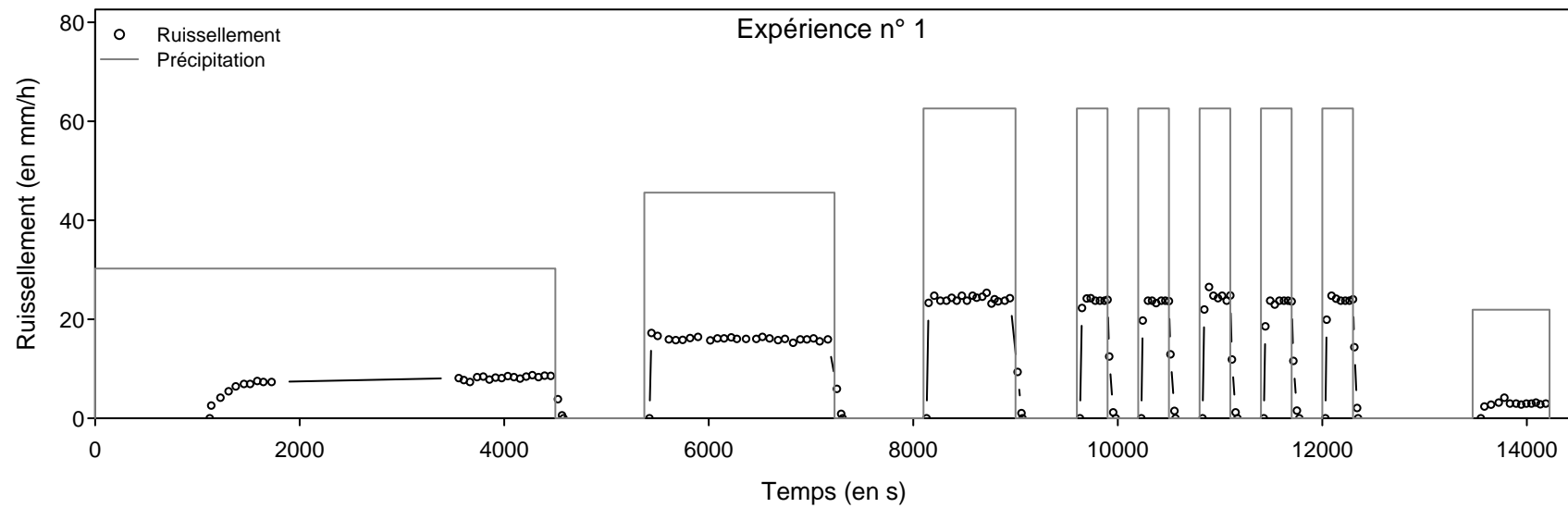
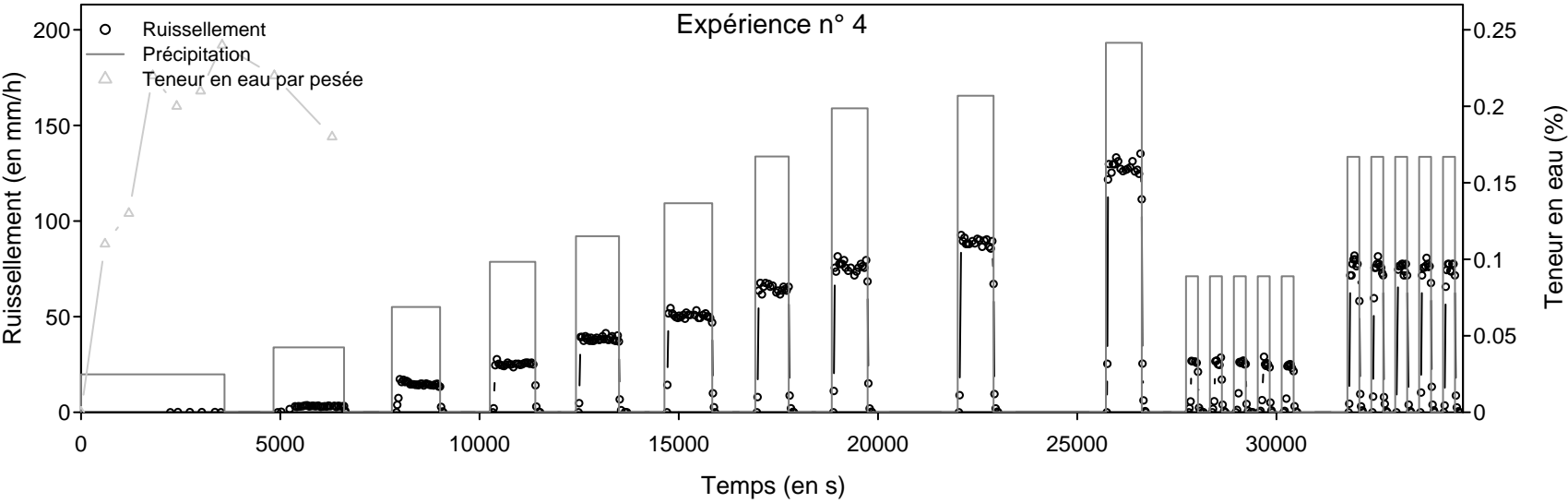
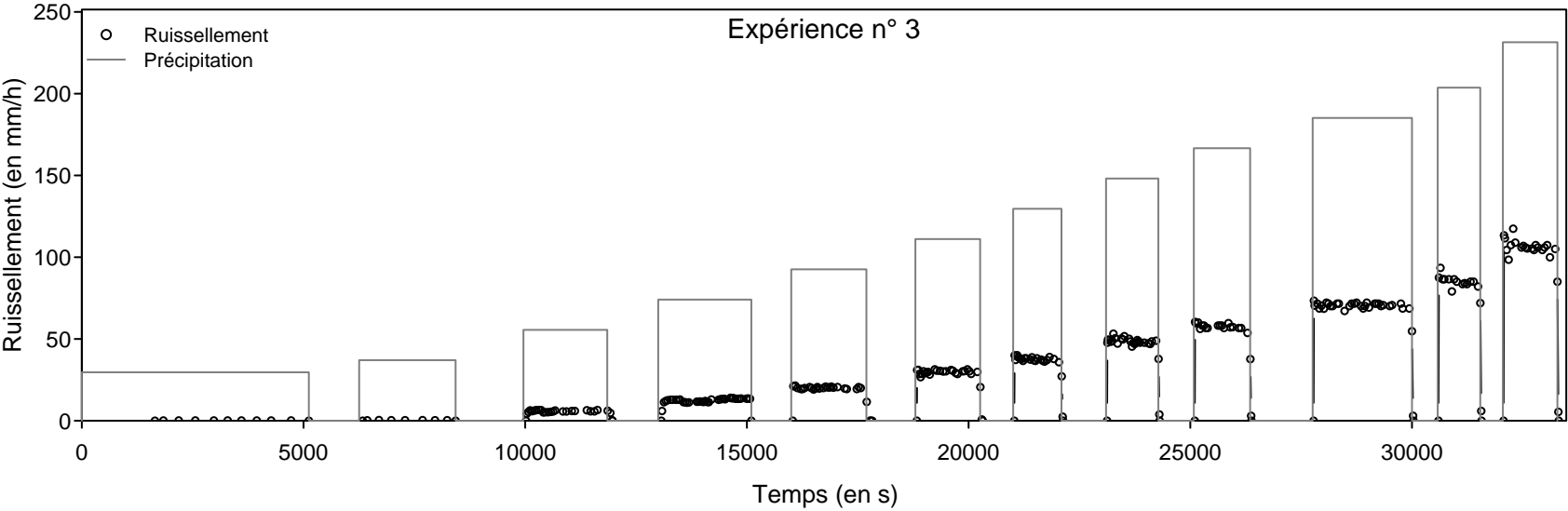
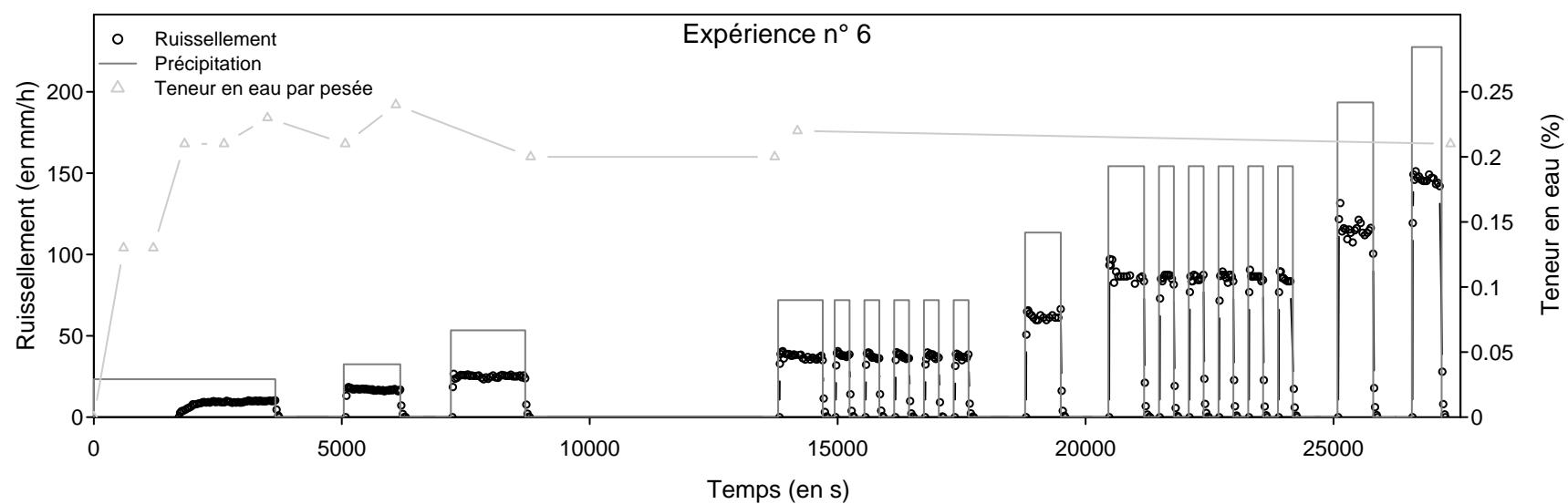
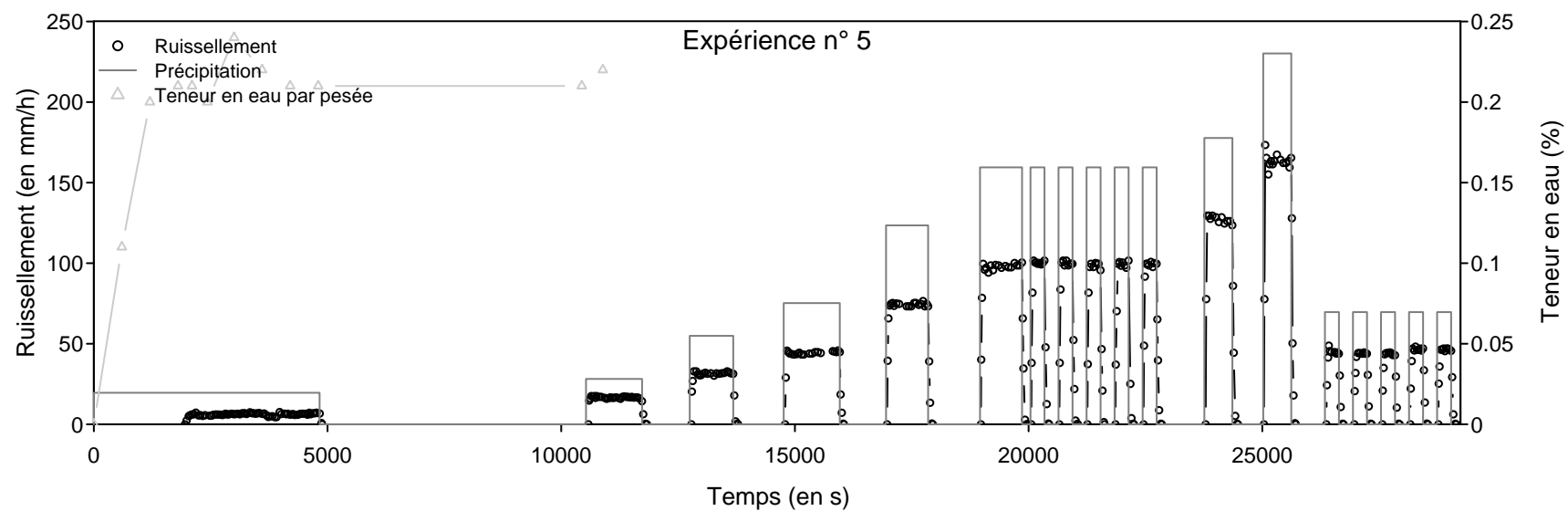
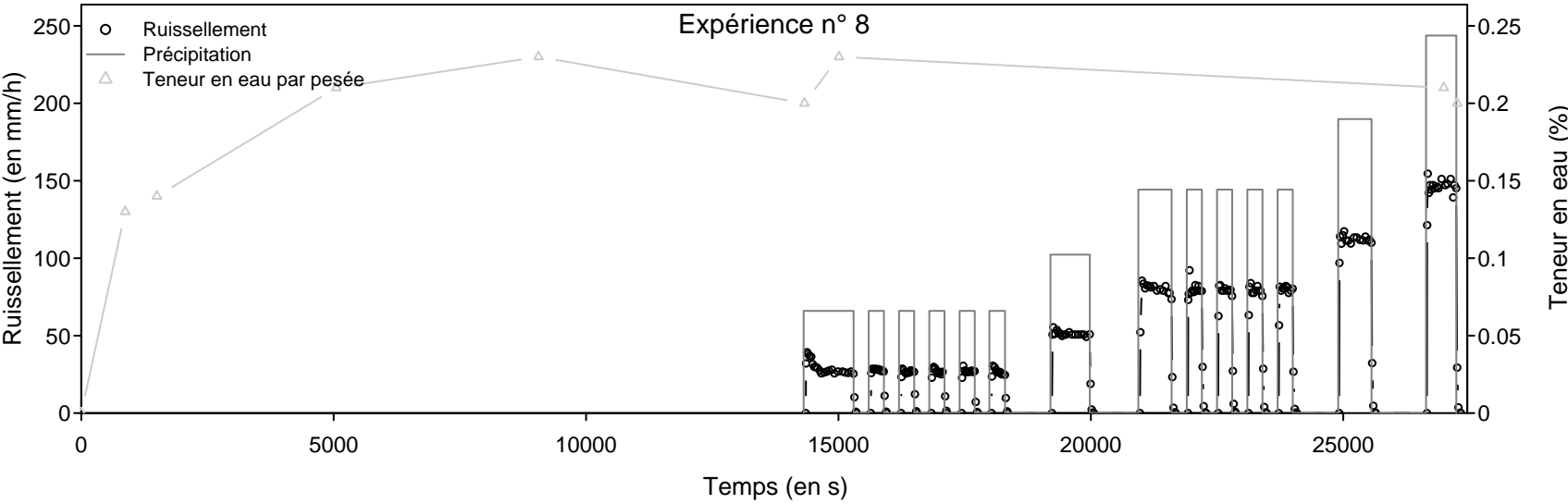
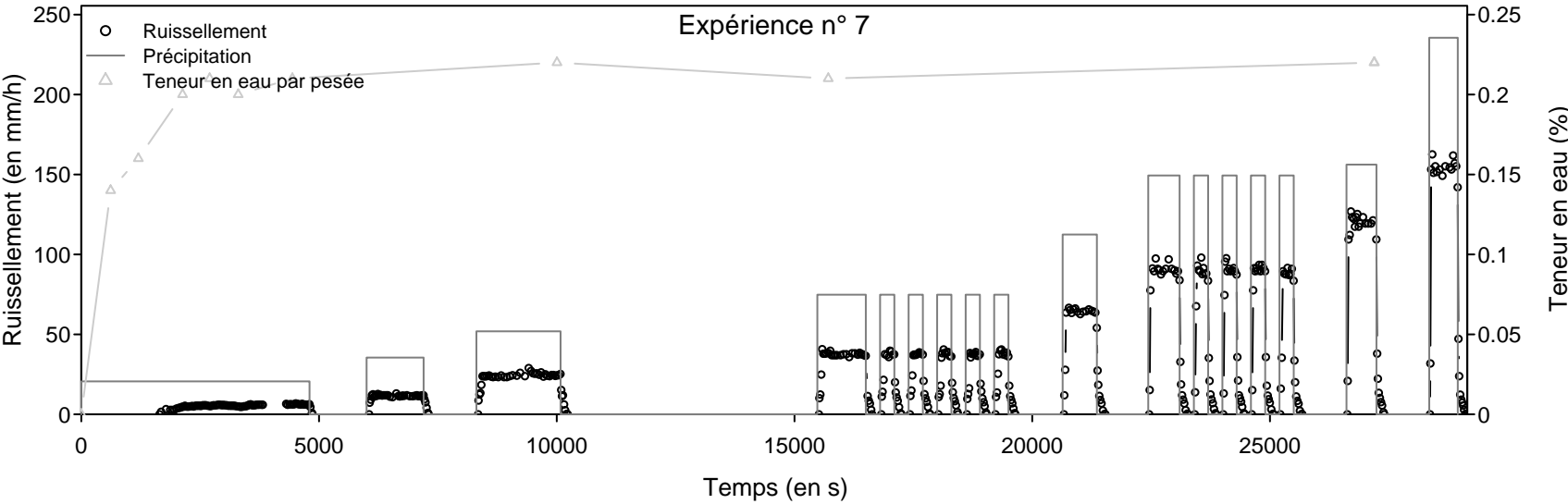


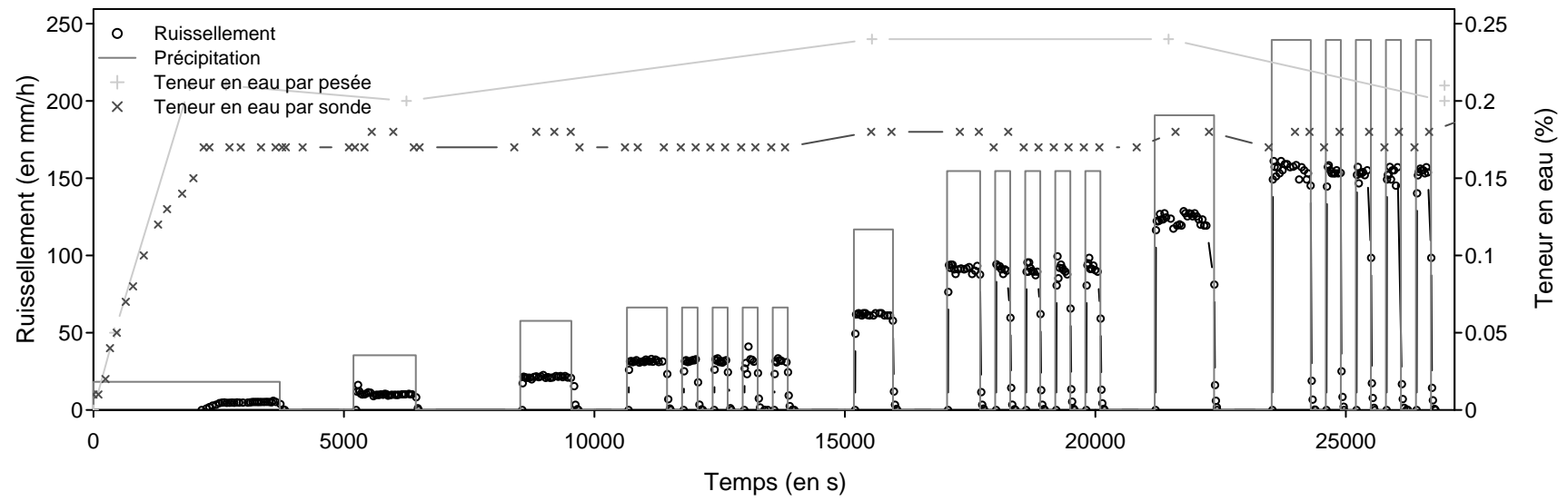
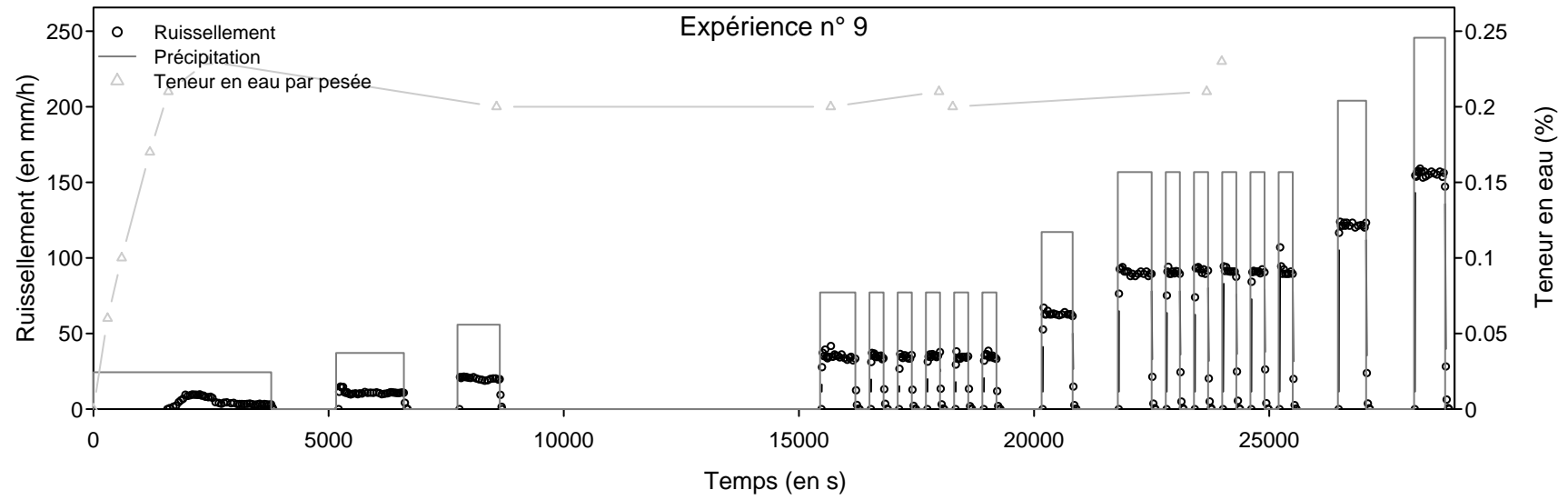
FIGURE C.1 – Influence de l’agencement des céramiques sur le ruissellement (Expériences n°9, 11, 13 et 14). Deux agencements ont été utilisés : désordonné, noté “dés.”, et ordonné, noté “ord.” (cf. § 5.2.3)

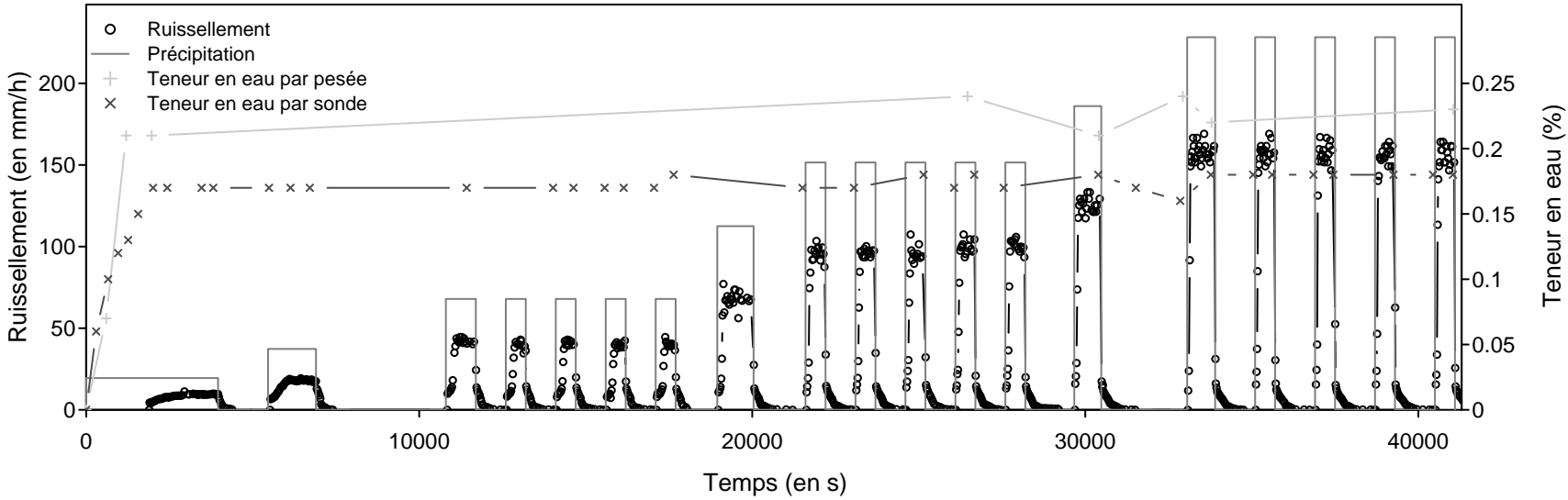
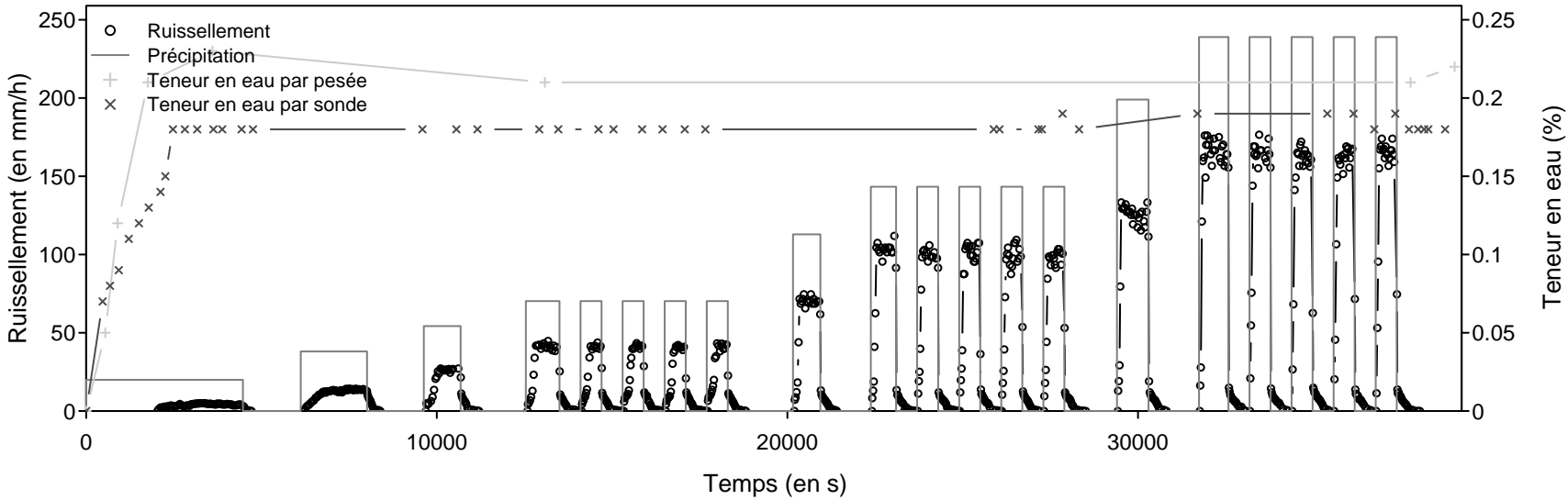


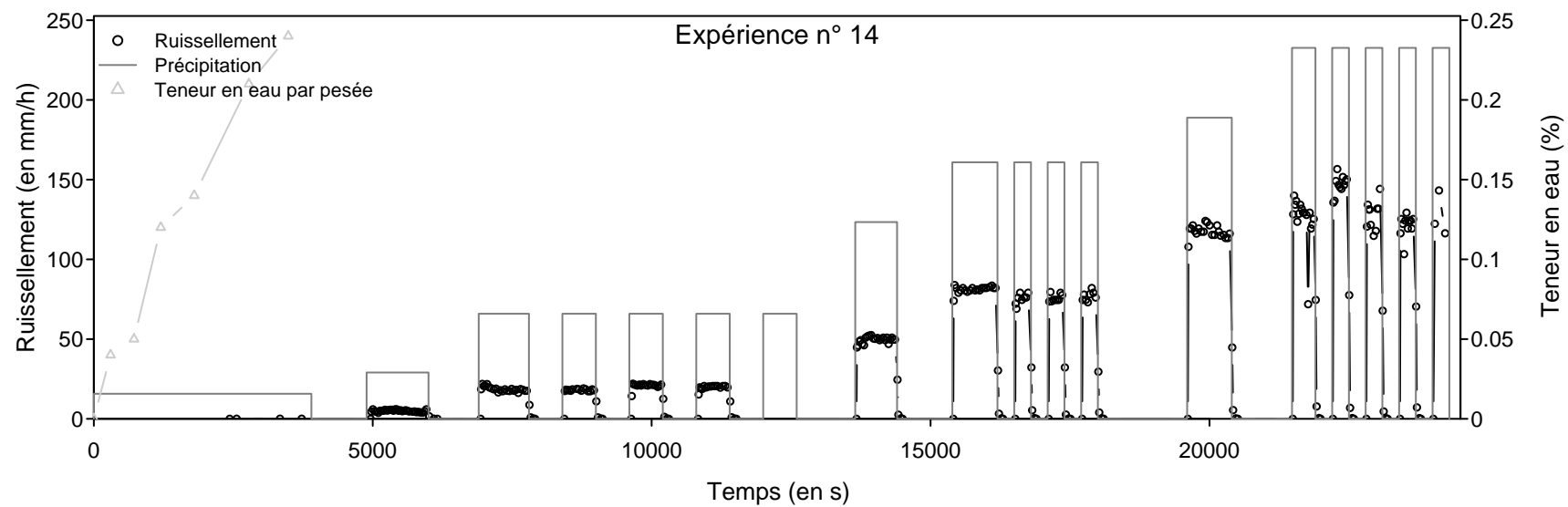
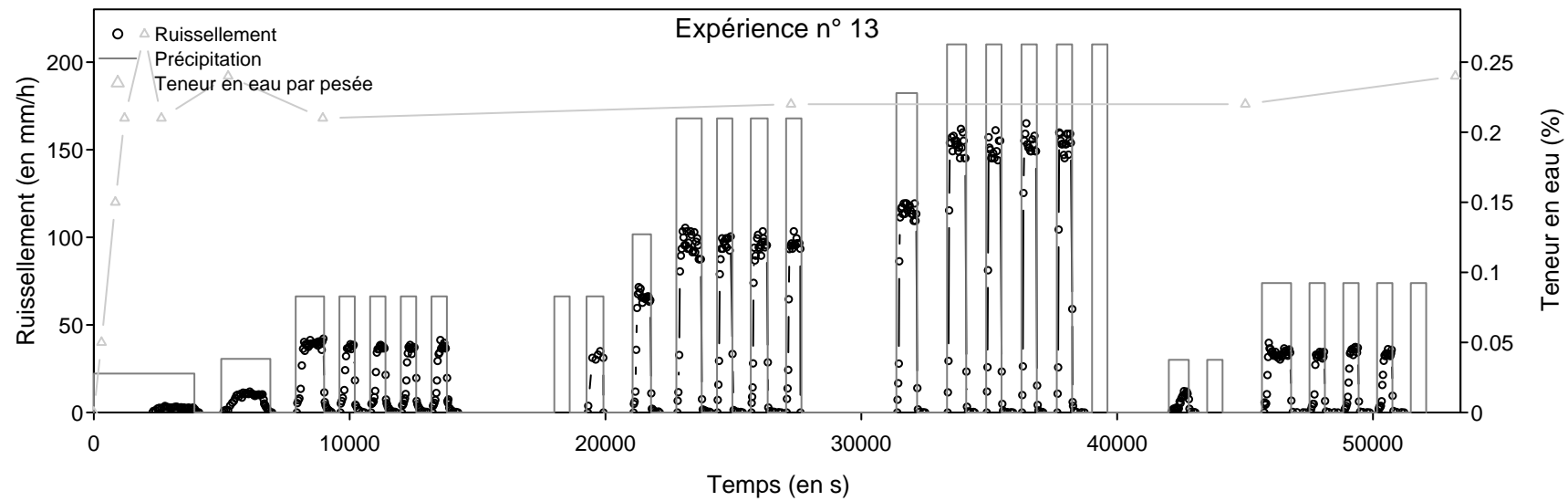












Titre Étude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais.

Nom de l'auteur Matthieu NICOLAS

Etablissement

Université de Grenoble/ Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement

Résumé A travers une approche transversale, une étude de l'effet de la dynamique des pluies et de l'effet de la longueur de versant sur le ruissellement est réalisée à l'échelle de la parcelle. Dans cet objectif, une parcelle de vigne en Ardèche est instrumentée afin de mener à bien des expériences de ruissellement sous pluies simulées et sous pluies naturelles. Des simulations de pluie en laboratoire complètent ces expériences à l'aide d'un milieu poreux artificiel reproductible constitué de briques de céramique. Une modélisation du ruissellement est ensuite effectuée par l'utilisation d'un modèle distribué à base physique (PSEM_2D) et par la création d'un modèle conceptuel constitué d'un assemblage de cuvettes de profil triangulaire. En régime permanent, les résultats des simulations de pluie sur le terrain montrent que l'intensité de ruissellement est identique pour toutes les longueurs collectées. La responsabilité du régime transitoire dans la non-proportionnalité du volume ruisselé avec la longueur de versant est mise en évidence. Une augmentation de l'infiltration en régime permanent avec l'intensité de pluie est observée sur le terrain et en laboratoire. En présence de microtopographie, les résultats de la modélisation montrent qu'une augmentation de la conductivité hydraulique avec l'altitude du point considéré peut expliquer la gamme de variation de l'infiltration observée sur le terrain. Une pluie intermittente génère plus de ruissellement qu'une pluie continue de même intensité moyenne selon les expériences sous pluies simulées. Cet effet est cependant fortement atténué aux fortes intensités de par l'augmentation de l'infiltration avec l'intensité de pluie et de par l'infiltration de la détention superficielle entre deux averses (estimée par le déficit de ruissellement par intermittence entre deux pluies intermittente et continue de même cumul). Cette observation valide l'utilisation d'un coefficient de ruissellement indépendamment du hyétogramme dans les modèles.

Mots-clés ruissellement ; infiltration ; longueur de versant ; dynamique des pluies ; simulation de pluie ; pluies naturelles ; modélisation hydrologique

Title Experimental and modelling study of surface runoff : effect of rainfall intensity variations. Application to a vineyard plot in Cévennes-Vivarais.

Abstract Through a cross-disciplinary approach, a study of the rain-dynamics and hillslope-length effects on runoff was carried out at plot scale. To achieve this, a vineyard plot in Ardèche was instrumented in order to implement runoff experiments under simulated and natural rainfall. Laboratory rainfall simulations completed this experimental ensemble via a reproducible artificial porous medium made of ceramic bricks. A distributed physically based model (PSEM_2D) was utilized and a conceptual model constituted of triangular section basins was created to reproduce the observed runoff. In steady regime, field rainfall simulations showed that runoff intensity do not depend on collected slope length. The responsibility of transitional regime on the non proportionality of runoff volume with slope length is put forward. Steady regime infiltration increase with rainfall intensity was observed in the field and in the laboratory. With microtopography, modeling results showed that a punctual hydraulic conductivity increase with elevation could explain the observed infiltration variation range in the field. An intermittent rainfall creates more runoff than a continuous rainfall of the same mean intensity as the simulated rainfall experiences showed. However, this effect was softened for heavy intensities due to the infiltration increase with rainfall intensity and to the superficial detention infiltrated between two flushes (estimated by the intermittent runoff deficit between intermittent and continuous rainfalls of same amount). This observation reinforces the use of hyetogram-independent runoff coefficients in hydrological models.

Keywords runoff ; infiltration ; slope length ; rainfall dynamics ; rain simulation ; natural rainfall ; hydrological modelling